火 山

第 2 集

第 3 巻　第 1 号

昭和 33 年 9 月

日本火山学会

（東京大学地震研究所内）

日本火山学会会則

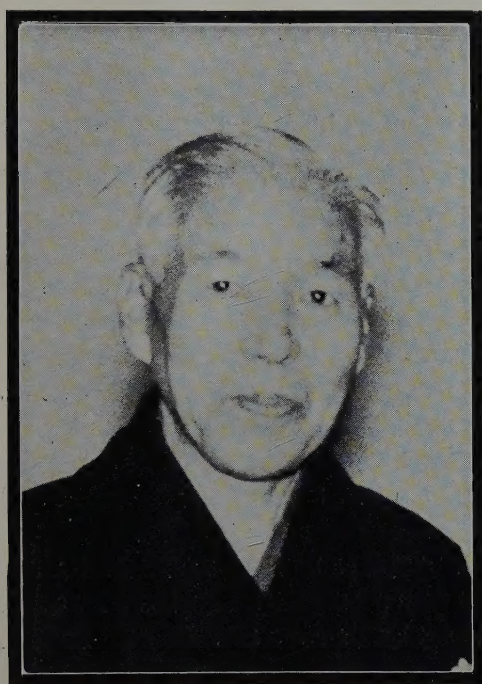
1. 本会は日本火山学会と称する.
2. 本会は火山学及びこれに関連する学問の進歩のため随時次の事業を行う.
   イ) 研究発表及び討論会の開催.
   ロ) 会誌 "火山" の発行.
   ハ) その他.
3. 本会に次の役員をおく.
   委員長 1名
   委 員 30名以内（委員長を含む）
   幹 事 若干名
   委員は会員の互選により委員長は委員の互選により選出され, 幹事は委員長が委嘱する.
   役員の任期は2年とし, 隔年3月に改選する. 再選をさまたげない.
4. 委員長は本会を代表し, 委員は会の運営に当る. 幹事は会の事務を分担する.
5. 総会は委員長が召集し, 少なくとも年1回開催する. 総会の成立は普通会員 1/8 以上の出席を要する.
6. 会員は名誉会員, 普通会員, 及び賛助会員とし, 会費は普通会員は年 500円, 賛助会員は年1口 5000円以上とする.

附 則

1. 本会の事務所は東京大学地震研究所内におく.
2. 委員の選挙は普通会員による 30名連記の通信選挙により, 地球物理関係, 地質関係, 地球化学関係の各部門間に適正に配分される様考慮して行われる.
3. 会計年度は4月1日に始つて3月末日に終る.
4. 会則の変更は総会の議決による.

お 願 い

1. 本年5月の総会で承認されました会員再登録を実施しておりますが, 本会に関心を持たれる会員でまだ再登録カード未提出の方は事務所宛お送り下さい.
   再登録されない方は会員の事務的取扱いを停止されますから至急手続をお取り下さい.
2. 寄稿論文の図版が不完全の方が多いのですが, そのまま印刷できるようにしてお出し下さい.



故 名誉会員　松 山 基 範 博 士 (1884—1958)

故松山基範博士小伝

本会名誉会員松山基範博士は，急性骨髄性白血病にかかられ，去る昭和 33 年 1 月 27 日逝去された．松山先生は，明治 17 年大分県に生れ，広島高等師範学校をへて，明治 44 年京都大学理工科大学物理学科を卒業された．その後，停年で退職されるまで京都大学に勤務され，その間，学術研究会議会員，理学部長等の要職を兼ねられて，研究と教育とに生涯を捧げられた．

松山先生の業績は，主として日本及びその附近における重力分布の調査研究であつた．又，岩石の磁性に関する研究，重力偏差による地下構造の研究にも多大の寄与をされ，これらの業績に対して昭和 7 年帝国学士院賞が授けられた．重力偏差による桜島の地下構造の研究は，桜島火山の活動とも関連して，各方面の注目をあつめたものである．

又松山先生は，国際測地学地球物理学総会，汎太平洋学術会議等の国際会議に日本を代表して出席され，その温厚な資性と，暢達な外国語とによつて，日本の地球物理学界の世界における地位の向上に寄与された所も少なくない．

松山先生はその晩年を，山口大学々長として，又，日本学士院会員として，子弟の教育に又研究に終始かわらざる努力をつづけられた．火山物理学にも深い関心をよせられ，地球熱力学というようなアイディアを発展される機会なくして逝かれたことは，まことに残念である．

第2集 第3巻　　火　山　　第1号

昭和 33 年 9 月

論　説

壱岐島及び東松浦半島地域のアルカリ岩の分化

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室　青　木　謙　一　郎

(昭和 33 年 6 月 20 日受理)

Petrology of Alkali Rocks from Iki Island and Higashi-matuura District.

Ken-ichiro Aoki

The basement rocks of the district are pre-Tertiary granodiorites and Tertiary sediments. As to volcanic activities, first, in the late Miocene, basalts of tholeiitic rock series and andesites, and rhyolites of calc-alkali rock series derived from tholeiitic magma were active in a small scale. Next, in the Plio-Pleistocene age, acidic rocks of alkali rock series were active, then remarkable activities of trachybasalts, trachyandesites, and basalts and andesites of calc-alkali rock series derived from alkali olivine basalt magma were seen. Usually there is no reaction relation between clinopyroxene and olivine in the alkali rock series, so they have continued to crystallize side by side till the later stage and evolved into trachybasalt-trachyandesite-trachyte by the crystallization differentiation of alkali olivine basalt magma. However, as they have continued crystallization differentiation on accompaning with assimilation of granitic rocks in middle stage, kaersutite has been produced by the reaction between clinopyroxen or olivine and the magma; and with further advance of the differentiation magma has been evolving into kaersutite bearing trachybasalt—trachyandesite—trachyte—rhyolite of same series. On the other hand, as alkali olivine basalt magma has assimilated granitic rocks in the early stage, formed contaminated basaltic magma, and continued further crystallization differentiation, it has been evolving into basalt—pyroxene andesite—hornblende andesite and changed into calc-alkali rock series. These calc-alkali rock series are same, in their mineral assemblage, with those derived from tholeiitic magma but considerably different from them in their chemical composition.

§ 1.　緒　　言

長崎県壱岐島及び佐賀県東松浦半島地域は，環日本海アルカリ岩石区の一部を構成している．この地域には広範囲にわたり橄欖石玄武岩類が分布し，これから晶出分化した種々のアル

カリ岩類や，混成作用によつて生じた輝石安山岩（“石英玄武岩”）類を伴つている．

この地域の地質及び岩石学的研究については，大築洋之助氏（1910）の20万分の1，壱岐図幅地質説明書の刊行が最初であり，この翌年神津俶祐博士(1911)が佐賀県松島及び馬渡島のアルカリ岩の報告を行つた．しかし，その後40数年間殆んど研究はなされず，その間，馬渡島の流紋岩と唐津高島の橄欖石団塊と輝石についての青山信雄氏(1941，1942)の記載があるに過ぎない．最近小林勇，今井功及び松井和典の諸氏により5万分の1，呼子図幅説明書（1955）と唐津図幅説明書（1956）が刊行され，東松浦半島地域の地質が明かとなつた．

筆者はアルカリ岩系が岩石学上重要な位置にありながら，まだ充分解明されていない未開拓の分野が多いのに着目し，この地域の火山岩類は，この系列の岩石の研究に好都合であると考え，1955年夏以来，野外調査及び室内実験を行つて来たが，このたびその結果が一応まとまつたのでここに報告する．

この研究を行うにあたり東北大学河野義礼教授，石井清彦前教授，八木健三教授，千藤忠昌助教授，植田良夫助教授，谷田勝俊氏及び通産省地質調査所松井和典技官から終始懇切丁寧な御指導，御援助を戴いた．また多忙な熊本大学松本幡郎氏の手をわずらわし，多数の岩石及び鉱物の化学分析を行つて戴いた．現地では沼津小学校長　林徳儀先生のお世話になつた．ここに記して厚く御礼申し上げる．なおこの研究には文部省科学研究費（1955，1956，1957）の一部を使用した．

§2. 地質概略

調査研究を行つた壱岐島及び東松浦半島地域は九州北西部に位している（第1図）．この地域の基盤は先第三紀花崗閃緑岩類であり，東松浦半島南部に分布しているが，壱岐島には全く露出していない．これを不整合に中新世砂岩泥岩層（佐世保層群）が覆い海岸沿いに露出し，壱岐島ではこれに対比される地層が同島中部以北の海岸沿いに認められる．

壱岐島石田村長者原に局部的に灰白～濃灰色砂岩と白色の珪藻土頁岩の互層が露出し，その下位には玄武岩と安山岩からなる角礫層がある．上記砂岩泥岩層との関係は不明であるが，それより新らしい湖成層と考えられ，その時代は中新世[1]といわれている．また郷ノ浦町久喜海岸にもこれに類似の堆積層が認められる．これらに対比される地層は東松浦半島には無い．この地層の堆積当時に，この地域における最初の火山活動が行われ，それらはソレーアイト質岩系玄武岩類とソレーアイト質マグマ起源のカルク・アルカリ岩系安山岩，石英安山岩，流紋岩である．これらの岩石は，壱岐島では玄武岩は礫としてのみ認められ，カルク・アルカリ岩系は礫として，また熔岩流として南部海岸に小規模に露出している．東松浦半島では中新世砂岩

---

1) 松井和典氏の私信による．

泥岩層を切り，洪積層に覆われる粗粒玄武岩及び輝石安山岩々脈として認められる．

鮮新—洪積世にアルカリ岩系粗面安山岩，粗面岩，流紋岩等の酸性岩類の活動が始まり，これらはしばしばケルスート角閃石を含むのが特徴で，壱岐島各地に小規模に分布している．この時期に堆積した凝灰質頁岩と砂岩の互層は同島中部の平坦地にやや広く発達し，しばしば多量の酸性岩類の礫を夾在している．これらの酸性岩類と堆積岩類に対比されるものは東松浦半島には存在しない．しかしながら同半島には，第三紀層と岩脈類を不整合に覆う洪積層が局部的に露出しているが，これらは上記堆積層と著しい時代の相違は無い様に思われる．

鮮新—洪積世酸性岩類の活動に引続いて起つた第四紀火山岩類は広範囲にわたり多量の熔岩流を反覆溢流し，この地域の主体を構成している．これらは，すべてアルカリ岩系粗面玄武岩，塩基性粗面安山岩類及びアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源のカルク・アルカリ岩系安山岩類で，ソレーアイト質岩系は全くない．この活動は大体連続的に行われているが，便宜上，短期間に溢流した輝石安山岩を基準として粗面玄武岩類の活動を4期，粗面安山岩類を2期に分けて説明する．

第1期粗面玄武岩類は，東松浦半島の全域にわたつて分布し，比較的活動回数が少く，薄い熔岩を広範囲に溢流したのが特徴である．一方，壱岐島ではこの岩石は全島にわたつて産出し，特に中部以北に著しく，多くの噴出口から熔岩を流出しているが，個々の熔岩流の分布は狭い．これに続いて第1期粗面安山岩が活動し，東松浦半島では菖蒲峠一帯，加唐島及び松島に見られ，ミュージアル岩に極めて類似しているが，壱岐島のものは斜長石，輝石，橄欖石の斑晶に富み，全島にわたつて小範囲に分布している．

次にカルク・アルカリ岩系角閃石安山岩が流出しているが，その量はきわめて少く，壱岐島北部海岸及び勝本町鞍間滝に第1期粗面玄武岩を覆つて局部的に露出しているに過ぎない．上記熔岩流を覆い，カルク・アルカリ岩系輝石安山岩類[1]（少量の玄武岩を伴う）が流出，壱岐島北部に広範囲に分布している．しかしながら東松浦半島には存在しない．

続いて第2期粗面玄武岩類が，主として壱岐島中部以南に活動し，芦辺町芦辺で輝石安山岩を直接被覆しているのが認められるが，両者の間には殆んど時代的な差はない．第2期粗面安山岩類は壱岐島中部及び南部にやや広く分布し，これらは低い独立した台地を形成しているのが特徴であり，また馬渡島の流紋岩，粗面安山岩，粗面岩，松島及び加唐島の粗面岩もこの時期に噴出したものと考えられる．以上の粗面玄武岩—粗面安山岩類と輝石安山岩類の活動で殆んど現在の地形に近い地形が形成された．次に第3期粗面玄武岩類が郷ノ浦町津ノ上山西方と

1) 従来，石英玄武岩と呼ばれていたが，その構成鉱物及び化学組成から輝石安山岩と呼ぶべきである．

初山に活動し，続いて最後に，津ノ上山と岳ノ辻が噴火した．津ノ上山はスコリア丘であり，岳ノ辻も殆んどスコリアからなり熔岩流は頂上に僅かしか存在していない．

第四紀粗面玄武岩一粗面安山岩類も，しばしばケルスート角閃石を含み，第 1，2 期粗面安山岩類の一部及び第 3，4 期粗面玄武岩類全部に認められる．

なお近年問題になつている橄欖石団塊は唐津市高島，岩野一帯，呼子町加部島の熔岩に，輝石団塊は高島，岩野及び壱岐島郷ノ浦町沼津の熔岩に含有されている．

この地域の地質図は，第 1 図（折込図版）に，地質対比表は第 1 表に示した．

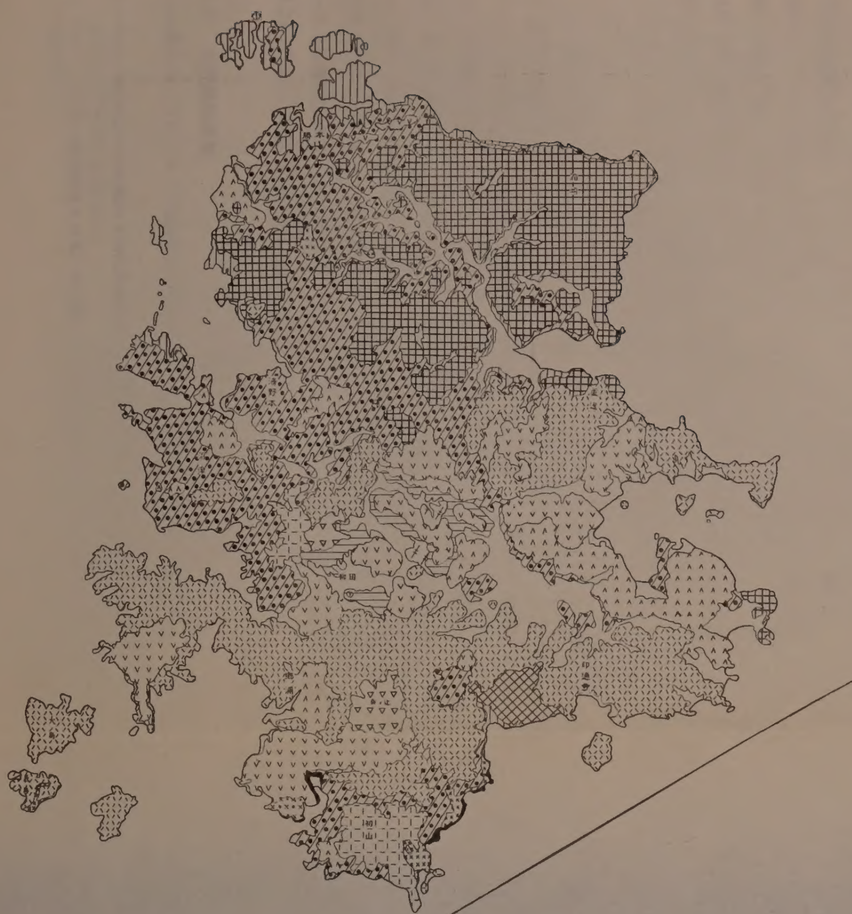
第 1 表 壱岐島及び東松浦半島地域地質対比表

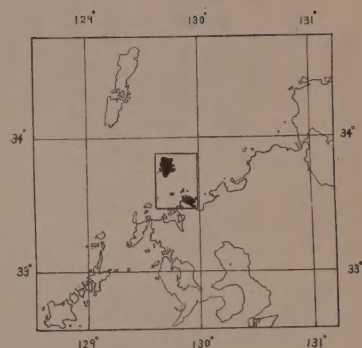
	東松浦半島	壱岐島	馬渡島，松島，加唐島	備考
現世	冲積層	冲積層	冲積層	
洪積世	第 2 期粗面玄武岩	第 4 期粗面玄武岩 第 3 期粗面玄武岩 第 2 期粗面安山岩 第 2 期粗面玄武岩	第 2 期粗面安山岩	アルカリ岩系塩基性岩類活動
洪積世			流紋岩，粗面岩	アルカリ岩系酸性岩類活動
洪積世		輝石安山岩 角閃石安山岩		カルク・アルカリ岩系活動
洪積世	第 1 期粗面安山岩 第 1 期粗面玄武岩	第 1 期粗面安山岩 第 1 期粗面玄武岩	第 1 期粗面安山岩	アルカリ岩系塩基性岩類活動
洪積世	洪積層			
鮮新－洪積世		凝灰質砂岩頁岩層（粗面安山岩，粗面岩，流紋岩）		アルカリ岩系酸性岩類活動
中新世	玄武岩，安山岩々脈	砂岩頁岩層（玄武岩，安山岩，流紋岩）		ソレーアイト質岩系，カルク・アルカリ岩系活動
中新世	砂岩泥岩層	砂岩泥岩層		
先第三紀	花崗閃緑岩類			

§ 3. 岩石の化学組成

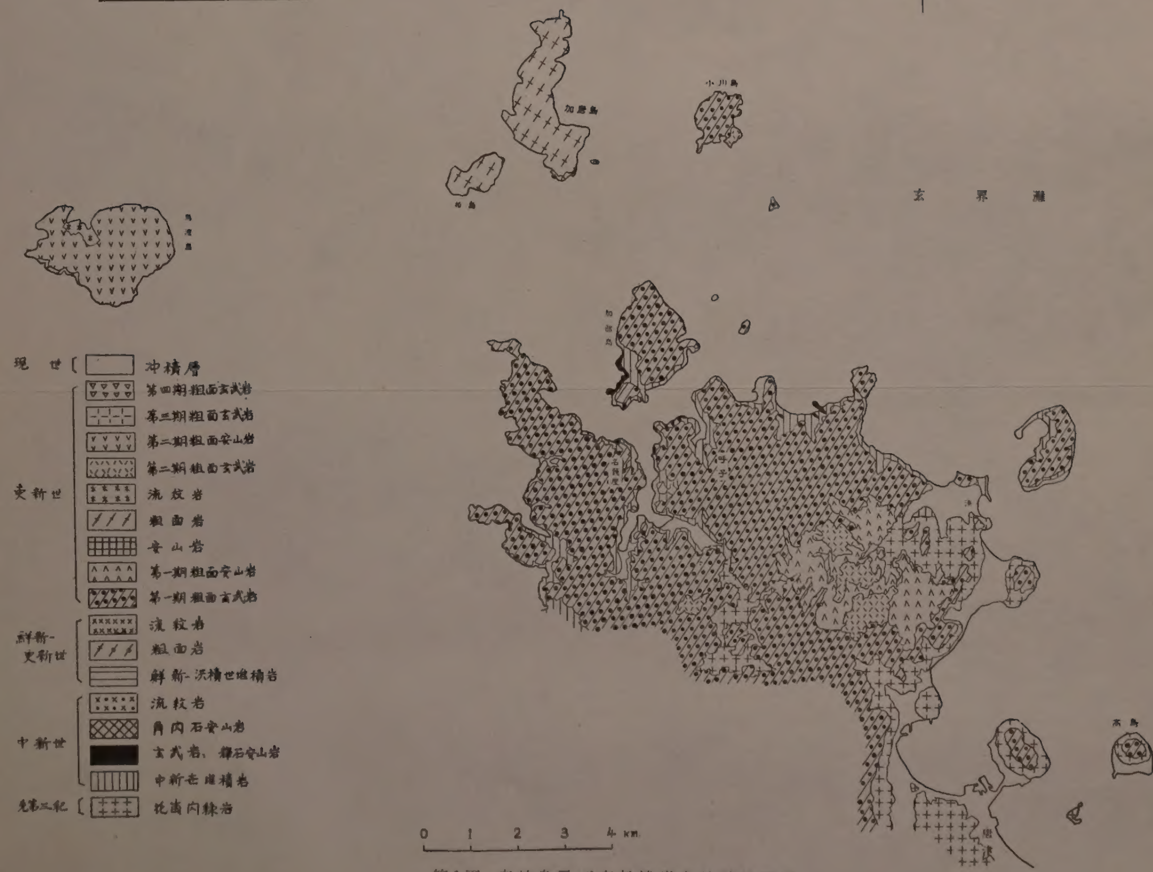
この地域の火山岩類の新分析 24 個を含む 32 個の総化学組成を第 2 表に示し，壱岐島郷ノ浦町沼津ケルスート角閃石の化学組成を付け加えた[1]．これらのうち No. 1 はソレーアイト質岩系玄武岩，Nos. 2〜24 は，アルカリ岩系粗面玄武岩一流紋岩，Nos. 25〜29 はアルカリ橄

1) この地域の造岩鉱物についてのくわしい記載は別の機会に述べる．









第1図 壱岐島及び東松浦半島地域地質図

欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカル岩系玄武岩，角閃石安山岩及び輝石安山岩，Nos. 30～32 はソレーアイト質マグマ起源輝石安山岩，角閃石安山岩及び流紋岩である．

アルカリ岩系は SiO_2 の範囲が 46～71 % の広範囲にわたつているが，粗面玄武岩―粗面安山岩類は殆んど 46～51 %，粗面岩類は 62～64 %，流紋岩類は 70 % 前後であつて，かなり片寄つた分布を示している．このような SiO_2 の片寄つた分布はこの地域のアルカリ岩系においてのみ認められるのではなく，他地域のアルカリ岩系においてもしばしば認められる現象であり，その好例として白頭山（渡辺，1934），隠岐島後（富田，1935），諸津粗粒玄武岩（八木，1953）等があげられる．またカルク・アルカリ岩系の SiO_2 は，アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源のものは 50～55 %，ソレーアイト質マグマ起源のものは 59～76 % と明瞭な境界が認められるのも興味がある．

次に，アルカリ岩系と伊豆，箱根地方ソレーアイト質岩系（ピジオン輝石質岩系）（久野，1954）の総化学組成を比較すると，前者は TiO_2, Al_2O_3[1], Na_2O, K_2O 及び P_2O_5 が多く，Total FeO, MgO, 及び CaO が少く，特に Na_2O と K_2O が著しく多い．一方，アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系と伊豆，箱根地方カルク・アルカリ岩系（紫蘇輝石質岩系）（久野，1954）を比較すると，前者は Al_2O_3[1], Na_2O 及び K_2O が多く，MgO と CaO に乏しい．

これら総化学組成より算出したノルム鉱物成分をみると，アルカリ岩系塩基性岩類は，いずれも SiO_2 に不飽和 (No. 7 を除く[2]) であり，Ne が算出されるものもかなりあるが，酸性岩類になると過飽和となり Q を生ずる．一方カルク・アルカリ岩系はすべて Q を生ずる．

次に Peacock のアルカリ石灰指数を示すと，アルカリ岩系は 51.0 で世界各地のアルカリ岩系と良く類似し，ムル島アルカリマグマ系列 (50.8) (Bailey, et al. 1924)，ハワイ諸島アルカリ岩系 (50.8) (Macdonald, 1949) とほぼ一致する．ソレーアイト質マグマ起源カルク・アルカリ岩系は 63.0 で，本邦火山岩平均 (63.7) (種子田，1952) とほぼ一致するが，一方アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系の推定値は 57.5 で，小豆島皇踏山 (59.2) (山口，1958) と良く似ている．

§ 4. 成因論的考察

この章においてはアルカリ橄欖石玄武岩マグマの晶出分化作用によつて形成されたアルカリ

---

1) 伊豆，箱根地方火山岩類の平均化学組成は無斑晶岩について求めたものであるから Al_2O_3 を比較するのは不適当かもしれない．

2) No. 7 は石英の捕獲結晶を含み，その量の多い部分を分析したものと考えられる．これについては後述する．

第2表 壱岐島及び東松浦半島地域の火山岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Type of mineral assemblage	IVc	IVb	IXb	IVb	IIIb	IVb	IIb?	IIIb	IVb
SiO_2	48.96	45.96	46.18	46.58	46.86	47.00	47.86	48.13	48.24
TiO_2	0.72	2.44	2.50	1.31	2.04	2.24	2.43	2.15	1.96
Al_2O_3	17.47	18.26	19.26	12.83	16.99	17.23	17.35	17.13	15.68
Fe_2O_3	2.27	4.95	3.61	2.85	4.80	2.26	5.49	3.36	5.30
FeO	8.54	5.86	7.92	8.06	6.98	8.51	6.99	7.76	6.36
MnO	0.17	0.19	0.18	0.11	0.18	0.16	0.08	0.20	0.13
MgO	6.72	7.03	5.83	12.00	5.52	6.09	5.11	5.94	6.88
CaO	11.03	8.62	8.09	10.29	9.39	8.96	7.54	8.29	9.29
Na_2O	2.12	2.61	3.07	1.94	3.84	3.90	3.20	3.40	3.51
K_2O	0.32	2.01	1.72	1.27	1.54	1.46	1.38	1.65	1.23
P_2O_5	0.14	0.54	0.60	0.30	0.52	0.40	0.41	0.42	0.66
H_2O+	0.90	0.92	0.79	1.78	0.66	0.74	1.19	0.34	0.66
H_2O-	0.66	0.37	0.29	0.74	0.81	0.86	0.78	0.33	
Total	100.02	99.76	100.04	100.06	100.11	99.81	99.81	99.10	99.90
分析者	青木	松本	松本	青木	松本	松本	大森	松本	地調

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Type of mineral assemblage	VIb	IIIb	IVb	b	IIIb	IVb	VIIIc	IVb	IIIb
SiO_2	48.97	49.45	49.95	50.34	50.74	51.19	52.26	55.32	61.88
TiO_2	2.40	2.41	2.43	2.48	2.16	1.70	2.62	1.21	0.89
Al_2O_3	16.95	18.19	17.09	17.34	17.93	17.13	16.90	17.55	18.16
Fe_2O_3	3.50	4.56	2.08	4.65	2.50	4.40	3.84	4.18	1.37
FeO	6.23	6.17	6.73	5.40	7.88	5.72	4.69	3.43	2.73
MnO	0.16	0.18	0.26	0.23	0.51	0.18	0.14	0.20	0.32
MgO	5.50	3.97	4.49	3.93	4.18	5.81	3.15	2.14	0.74
CaO	7.35	6.32	7.28	5.98	6.81	6.78	6.25	4.62	2.60
Na_2O	3.80	4.41	3.82	4.26	4.48	3.81	4.87	4.69	5.57
K_2O	2.47	2.28	2.38	2.36	2.00	1.85	3.46	3.37	3.55
P_2O_5	0.75	0.60	0.55	0.64	0.25	0.47	0.61	0.53	0.28
H_2O+	1.18	0.77	1.54	1.12	0.52	0.88	0.66	1.28	0.92
H_2O-	0.68	0.45	1.34	1.14	0.25	0.28	0.54	1.24	0.71
Total	99.94	99.76	99.94	99.87	99.85	100.20	99.99	99.87	99.72
分析者	青木	松本	青木	大森	大森	松本	青木	大森	松本

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Type of mineral assemblage	IIIb	IVb	XIXd	XVIIIc	c		IId	IXd	IXd
SiO_2	61.98	62.36	63.73	69.73	70.70	70.84	50.90	52.30	53.15
TiO_2	0.57	0.66	0.78	0.43	0.16	0.08	1.30	2.15	1.31
Al_2O_3	17.15	17.95	16.57	12.98	14.49	15.68	16.80	17.06	18.65
Fe_2O_3	2.69	1.55	3.72	2.52	2.30	2.31	3.19	3.29	3.24
FeO	2.38	2.62	0.75	1.27	0.74	0.21	7.09	4.18	5.02
MnO	0.15	0.48	0.08	0.04	0.20	0.02	0.20	0.25	0.14
MgO	0.53	0.72	0.34	0.47	0.01	0.17	7.69	4.19	3.56
CaO	2.17	2.75	1.37	1.23	0.37	0.32	8.48	7.85	7.08
Na_2O	5.15	5.60	5.26	4.50	6.08	4.53	2.69	3.65	3.18
K_2O	4.65	4.16	4.51	4.44	4.17	4.68	0.55	1.44	2.15
P_2O_5	0.22	0.29	0.19	0.12	0.16	0.04	0.23	0.36	0.47
H_2O+	0.69	0.87	0.93	1.49	0.25	0.40	0.75	1.78	1.22
H_2O-	1.30		1.51	0.53	0.22	0.49	0.31	0.94	1.02
Total	99.58	100.01	99.74	99.75	99.58	99.77	100.18	99.44	100.19
分析者	大森	横山	青木	青木	大森	松本	松本	青木	松本

	28	29	30	31	32	33
Type of mineral assemblage	Vd	Vd	Vd	XVIIIe		
SiO_2	54.78	55.55	59.17	64.17	76.20	40.36
TiO_2	1.09	1.15	0.72	0.47	0.41	7.09
Al_2O_3	17.67	16.90	16.72	16.72	12.86	13.78
Fe_2O_3	3.12	3.44	2.71	2.57	0.47	3.93
FeO	5.09	4.65	3.61	2.78	0.66	7.91
MnO	0.12	0.12	0.21	0.16	0.06	0.14
MgO	4.06	3.80	3.89	1.92	0.19	11.08
CaO	6.81	6.97	6.64	5.05	1.01	10.82
Na_2O	3.60	2.77	3.29	3.66	4.88	2.78
K_2O	1.53	1.88	1.72	1.73	1.80	1.34
P_2O_5	0.25	0.17	0.17	0.15	0.07	F=0.37
H_2O+	1.08	1.24	0.71	0.62	1.20	0.79
H_2O-	0.77	1.17	0.63	0.59	0.64	0.26
Total	99.97	99.81	100.19	100.59	100.45	100.49*
分析者	松本	松本	松本	松本	松本	松本

* Less O for F, 0.16.

ソレーアイト質岩系
1. Augite olivine basalt, 石田村八幡長者原, 角礫層中の礫.

アルカリ岩系
2. Titanaugite olivine trachybasalt, 芦辺町高尾嶺の南 0.5 km.
3. Kaersutite bearing olivine titanaugite trachybasalt, 郷ノ浦町岳ノ辻山頂.
4. Titanaugite olivine picritic basalt, 勝本町箱崎中山触.
5. Olivine trachydolerite, 郷ノ浦町初山海岸.
6. Titanaugite bearing olivine trachybasalt, 郷ノ浦町郷ノ浦桟橋上.
7. Hypersthene (?) bearing olivine trachybasalt, 呼子町小川島南東海岸, (小林, 今井, 松井, 1955, p. 17).
8. Olivine trachybasalt, 石田村筒城.
9. Augite bearing olivine trachybasalt, 唐津市七ツ釜, (青山, 1952, p. 30).
10. Hypersthene bearing titanaugite olivine kaersutite trachyandesite, 郷ノ浦町沼津横内石切場.
11. Olivine trachyandesite, 玄海町松島牡蠣瀬.
12. Olivine titanaugite trachyandesite, 芦辺町鉾ノ木山.
13. Non-porphyritic trachyandesite, 玄海町加唐島加唐島港, (小林, 今井, 松井, 1955, p. 23).
14. Olivine trachyandesite, 唐津市尾頭山南東 2 km., (小林, 今井, 松井, 1955, p. 14).
15. Titanaugite olivine trachyandesite. 郷ノ浦町郷ノ浦石切場.
16. Kaersutite trachyandesite, 郷ノ浦町柳田, 凝灰岩中の礫.
17. Titanaugite olivine trachyandesite, 玄海町馬渡島番所ノ辻. (小林, 今井, 松井, 1955, p. 20).
18. Hortonolite trachyte, 玄海町加唐島大泊.
19. Hortonolite trachyte, 玄海町加唐島, (小林, 今井, 松井, 1955, p. 24).
20. Fayalite and soda-augite bearing trachyte, 玄海町松島, (神津, 1911, p. 559).
21. Soda-augite and titanbiotite bearing kaersutite trachyte, 郷ノ浦町角上山西麓.
22. Kaersutite rhyolite, 郷ノ浦町柳田, 凝灰岩中の礫.
23. Anorthoclase rhyolite, 玄海町馬渡島塩屋ノ浦, (小林, 今井, 松井, 1955, p. 19~20).
24. Anorthoclase rhyolite, 郷ノ浦町初瀬.

アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系
25. Bronzite olivine basalt, 石田村筒城崎.
26. Augite bearing hornblende andesite, 勝本町鯨伏鞍間滝.
27. Augite and olivine bearing hornblende andesite, 勝本町箱崎赤瀬鼻.
28. Olivine augite hypersthene andesite, 勝本町箱崎諸津.
29. Augite hypersthene olivine andesite, 勝本町箱崎江角触.

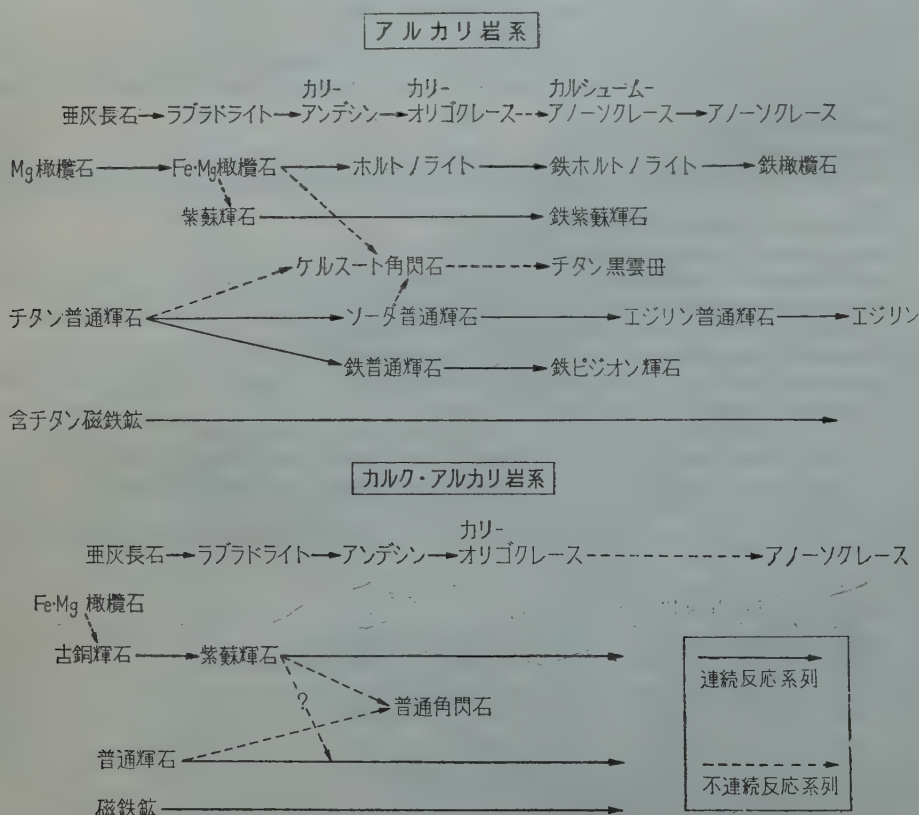
ソレーアイト質マグマ起源カルク・アルカリ岩系
30. Olivine hypersthene augite andesite, 郷ノ浦町梅津湾.
31. Biotite bearing hornblende adesite, 石田村印通寺.
32. Andesine rhyolite, 郷ノ浦町梅津湾.
33. Kaersutite phenocryst of No. 10.

岩系と，アルカリ橄欖石玄武岩マグマの混成作用によつて形成されたカルク・アルカリ岩系の成因についてのみ述べる．ソレーアイト質マグマの分化生成物はその量が少く，又本邦他地域のものと大きな相違は認められないので省略する．

A. 造岩鉱物の晶出順序と反応系列

この地域のアルカリ岩系は粗面玄武岩〜塩基性粗面安山岩が圧倒的に多く，早期〜中期晶出の鉱物の反応関係は明瞭であるが，粗面岩及び流紋岩等の酸性岩類は極めて僅かしか分布していないので最晩期晶出鉱物であるアルカリ輝石類やアルカリ角閃石類の反応関係は良く判らない．一方アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系の造岩鉱物はアルカリ岩系とは異り，ソレーアイト質マグマ起源のものとほぼ同じ晶出順序と反応関係を示している．約550枚の薄片を用いて顕微鏡下で観察したこれら両岩系の主成分鉱物の晶出順序と反応系列を第2図に示した．

アルカリ岩系において最初に晶出する鉱物はピコタイトであり，Mg^{+2} に富む橄欖石がこれ



第2図　主成分鉱物の晶出順序と反応系列

に次ぐ．やや遅れて亜灰長石が晶出し，透輝石質普通輝石が続くが，普通輝石が斜長石よりも先に現われることもある．磁鉄鉱は普通輝石より少し遅れて晶出するが，この両者の間には密接な関係が存在する．

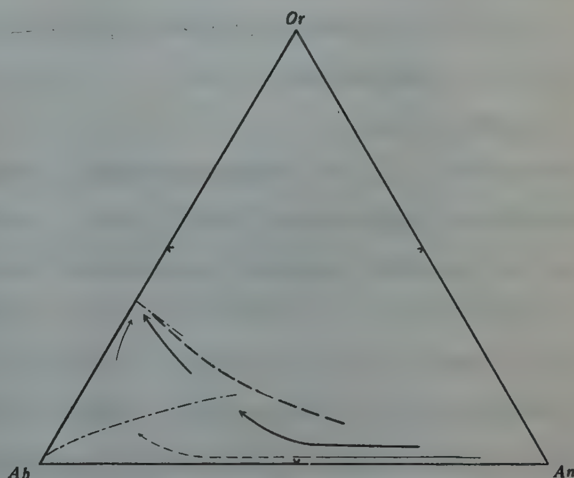
以上で早期鉱物の晶出は終り，晩期まで平行晶出を続ける．しかしながら中期にはケルスート角閃石が晶出することがあり，また稀には紫蘇輝石が現われることもある．晩期になるにつれて晶出順序と反応関係は複雑となり，アノーソクレース，エジリン，ヘスティングサイト様角閃石，リーベカイト，黒雲母，クリストバライト，石英，方沸石などは最晩期晶出の鉱物である．

カルク・アルカリ岩系においては最初にピコタイト，続いてやや Fe^{+2} に富む橄欖石が晶出し，古銅輝石がこれに続く，亜灰長石，普通輝石，磁鉄鉱はこれより遅れて晶出する．普通角閃石は更に遅れて中期に現われ，石英，クリストバライト，鱗珪石，アノーソクレース，黒雲母などはアルカリ岩系の場合と同様に最晩期晶出の鉱物である．

B. 造岩鉱物の結晶作用

a) 長　　石

アルカリ岩系においては亜灰長石からアノーソクレースまで晶出しているが，サニディン―アノーソクレース系の単斜アルカリ長石は晶出していない．すなわち橄欖石に続いて晶出する斜長石は An_{75} の酸性亜灰長石であり，結晶作用が進むにつれて次第に Na^{+1} が増加する．酸性ラブラドライトが晶出する時期になると，カリ・ラブラドライトが平行晶出を始め，更に結晶作用が進むと K^{+1} を殆んど含まぬ斜長石は晶出を止め，カリ・斜長石のみとなり連続的に Na^{+1} が増すと共に K^{+1} も増しつつカリ・アンデシン，カリ・オリゴクレースを経てカルシューム・アノーソクレースに移化し，更に Or—Ab 系の最低



第3図　長石の晶出径路
―→ アルカリ岩系
―→ カルク・アルカリ岩系
――― アルカリ岩系ノルム長石成分変化曲線
――― サニディン，アノーソクレース，高温型斜長石領域の境界線 (Mackenzie (1952), Smith and Mackenzie 1958))

熔融点 Or_{37} Ab_{63} に向つて進み，Or_{37} のアノーソクレースに達する．ただカリ・オリゴクレースとカルシューム・アノーソクレースの間では転移が行われるために両者の間には多少成分的なズレがある．

一方カルク・アルカリ岩系においては An_{85} の斜長石が晶出し，結晶作用が進むにつれてラブラドライト，アンデシンへと進化しているがカリ・斜長石は現われず最晩期にアノーソクレースが晶出している．この地域には晩期を示す酸性安山岩類〜流紋岩類がないので，この時期の斜長石の晶出経路は良く判らないが，アンデシンからカリ・オリゴクレースを経てアノーソクレースに移化すると推定される．

上述の長石系の晶出経路を第3図に示したがアルカリ岩系においては早くから斜長石はカリに富み始め，ノルム Or—Ab—An 系の長石成分変化曲線とほぼ一致した晶出経路を辿る．

b) 橄 欖 石

アルカリ岩系においては橄欖石は通常他鉱物との間に反応関係はない．従つて早期から晩期迄晶出を続けている．即ち Fa_{13} の Mg に富む橄欖石が最初に晶出し，結晶作用が進むにつれて Mg^{+2} は Fe^{+2} によつて連続的に置換され，鉄橄欖石でその晶出を終り，松島粗面岩石基では Fa_{94} にも達する．一方ケルスート角閃石を晶出するマグマではその中期にマグマとの反応によつてケルスート角閃石を生じ，また稀には紫蘇輝石を生ずることもある．従つて結晶作用の更に進んだ晩期には橄欖石は晶出していない．

カルク・アルカリ岩系においては橄欖石と斜方輝石との間に反応関係が存在するので早期にのみ晶出し，中期以後には現われない．

c) 輝 石

アルカリ岩系（含ケルスート角閃石岩類を除く）の単斜輝石は単純な連続反応系列をなし，透輝石質チタン普通輝石からエジリンまで進化している．すなわち最初に晶出する単斜輝石は大体 Ca_{45} Mg_{40} Fe_{15} の成分のものと推定される．早期〜中期においては結晶作用が進むにつれて Mg^{+2} は Fe^{+2} によつて置換され，Di—Hd 線に平行に進むが，晩期に至ると Ca^{+2} を Na^{+1} が，Mg^{+2} を Fe^{+3} が置換し始め，ソーダ輝石→エジリン輝石と次第にその晶出経路が Di—Hd 線から離れ，端成分 Ac に向い，最晩期には Mg^{+2} ばかりでなく，Fe^{+2} も Fe^{+3} で置換されエジリンが晶出している．一方，稀には加唐島粗面岩石基にみられるように鉄普通輝石の Ca^{+2} を Fe^{+2} が置換し，ソレーアイト質岩系の単斜輝石の晶出経路（久野，1955）と同一経路を辿り，鉄ピジオン輝石に進化していることがある．

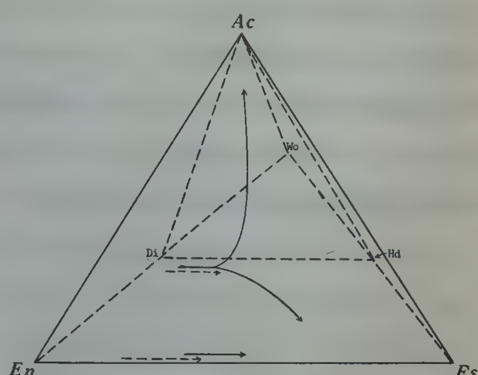
カルク・アルカリ岩系においては単斜輝石は橄欖石及び斜方輝石との間に反応関係はなく平行晶出を行つている．しかし輝石安山岩斑晶にはしばしば紫蘇輝石を完全に取囲み，しかも結

晶内部にも一部を交代して普通輝石が存在し，両者の間には反応関係があるのではないかと考えられる．しかしこのような関係は石基輝石では全く認められない．

斜方輝石はアルカリ岩系においては通常晶出しないが，ケルスート角閃石を晶出するマグマから中期以後に晶出していることがある．また，小川島南東海岸の粗面玄武岩斑晶に紫蘇輝石がきわめて稀に認められる．

カルク・アルカリ岩系においては早期に橄欖石とマグマの反応によつて古銅輝石が晶出し晩期まで結晶作用を続けている．

以上述べた輝石類の晶出経路を第4図に示した．



第4図　輝石の晶出径路
——→ アルカリ岩系
---→ カルクアルカリ岩系

d) 角　閃　石

アルカリ岩系においては通常角閃石の晶出はみられないが，結晶作用の中期〜晩期にケルスート角閃石が晶出することがある．すなわち中期には橄欖石またはチタン普通輝石とマグマとの反応でケルスート角閃石が晶出しているが，この反応は斑晶々出期でのみ起り，噴出期には起らず単斜輝石と橄欖石が晶出している．しかしながら晩期にはすべての条件下で反応は促進されている．また晩期にはケルスート角閃石と黒雲母との間に反応関係が存在している．

稀に最晩期に単斜輝石とマグマとの反応でヘスティングサイト様角閃石が晶出していることがあり．また，リーベカイトも馬渡島流紋岩石基に認められるがその反応関係は明かでない．

カルク・アルカリ岩系においてもその中期に普通輝石及び紫蘇輝石とマグマとの反応で普通角閃石が多量に晶出していることがあるが，ケルスート角閃石の場合と同様に斑晶々出期でのみその反応は行われ，噴出期には角閃石は不安定で晶出せず普通輝石と紫蘇輝石とが晶出している．

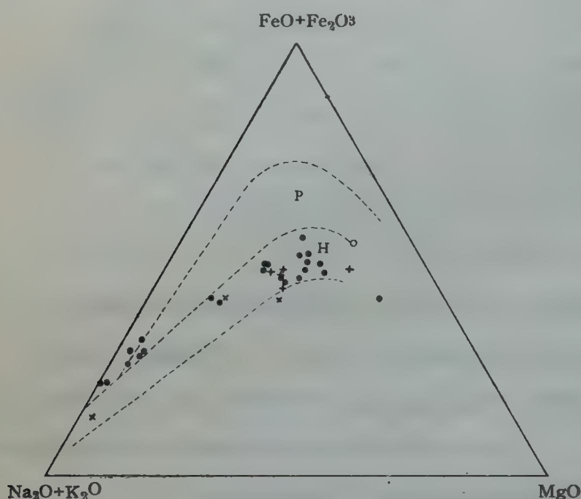
C. アルカリ岩系の分化

a) 晶出分化作用

この地域の粗面玄武岩類はいずれも橄欖石の斑晶を含み，晶出分化のやや進んだ時期のものであり，本源マグマの化学組成を示す玄武岩類は認められない．しかしながら第2表に示した粗面玄武岩類の化学組成や隠岐島後の本源マグマ（富田，1951）からこの地域の本源マグマはややアルカリに，MgO 及び CaO に富むアルカリ橄欖石玄武岩の組成を示すものと考えられ

る.

この地域のアルカリ橄欖石玄武岩マグマは最初に多量の橄欖石を晶出分別するのでマグマ中の Mg が急激に減少する. 続いて斜長石, 単斜輝石及び磁鉄鉱が晶出し, 橄欖石も平行晶出を続けているがその量は減少し, これに代つて多量の斜長石が晶出分別するのでマグマ中の Ca は急速に取去られ, Na 及び K が濃集し始める. 一方橄欖石及び単斜輝石の分別も盛んに行われているが斜長石程著しくなく, かつ相当量の磁鉄鉱も分別するので, その結果, 中期には鉄の濃集は殆んど行われず, 分析値をみても Fe の絶対量は中期にはむしろ早期よりも減少し, アルカリが著しく増加しているのが判る. 中期以後も引続きマグマは長石成分の著しい分別作用を続けているが, これに反し鉄苦土成分の分別作用は衰えてくるので一層アルカリの濃集が著しくなり, 特に K の増加が目立つてくる.



第5図 壱岐島及び東松浦半島地域火山岩類の分化径路
● アルカリ岩系
＋ アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルクアルカリ岩系
○ ソレーアイト質岩系
× ソレーアイト質マグマ起源カルク・アルカリ岩系
P; 伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系分布区域
H; 伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系分布区域

上述のような晶出分化作用によつてアルカリ橄欖石玄武岩マグマは粗面玄武岩, 粗面安山岩を経て最晩期にはアルカリ—アルミナ珪酸塩に富む粗面岩を形成している. 第5図にこの地域の火山岩類の $MgO:FeO+Fe_2O_3:Na_2O+K_2O$ の比を点示し, 比較のため伊豆, 箱根地方ソレーアイト質岩系（ピジオン輝石質岩系）とカルク・アルカリ岩系（紫蘇輝石質岩系）の分布区域を示したが, この図から明らかなように, アルカリ岩系はソレーアイト質岩系とは異つた分化経路を辿り, カルク・アルカリ岩系のそれとほぼ一致する.

b) 含ケルスート角閃石岩類の成因

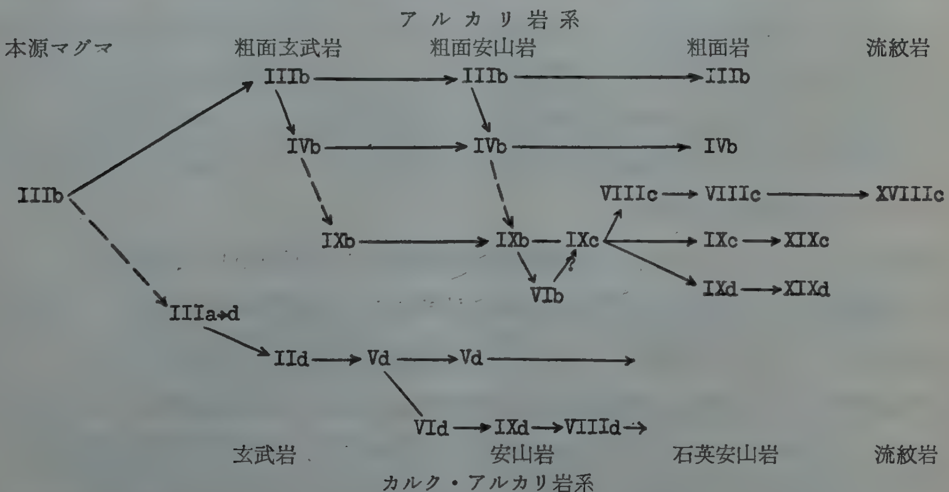
ケルスート角閃石の成因について八木 (1953) は, 粗粒玄武岩マグマの晶出分化作用の晩期に絞り出されたモンゾニー岩質又は閃長岩質マグマから形成されたと報告しているが, 壱岐島のものはマグマの混成作用の結果生じたと考えられる. すなわち含ケルスート角閃石岩類には, しばしば石英や斜長石の捕獲結晶が認められ, 石英は普通輝石, 稀にはソーダ普通輝石や

エジリン普通輝石の反応縁で包まれ，斜長石はマグマ融蝕を受け，その周囲には斑晶斜長石が付着成長している．更に郷ノ浦町沼津の粗面安山岩斑晶，高尾嶺粗面安山岩晶洞（砂川，林，松井，1955）及び粗面岩石基と晶洞には紫蘇輝石が存在し，カルク・アルカリ岩的性質を示している．しかし化学組成上より検討すれば，これら含ケルスート角閃石岩類はやや K_2O に富む点を除けば特に他のアルカリ岩類と著しい相違は認められない．一方本源マグマの結晶作用ではケルスート角閃石は晶出していない．

これらの事実から本源マグマの晶出分化が進んだ中期に少量の花崗岩質岩類を同化しつつ結晶作用を続けた結果，マグマの混成部に揮発性物質が濃集し，鉱物間の平衡関係に変化をきたし，橄欖石，チタン普通輝石或いはソーダ普通輝石とマグマとの間に不連続反応が起り，急速にケルスート角閃石が形成されたと考えられる．同一熔岩流においてもケルスート角閃石の分布は均一でなく，局部的に巨大な結晶が密集しているのは混成作用の結果が均一とならず局部的に揮発性物質が濃集し，その部分においては反応が促進されたためであろう．更に場合によつてはカルク・アルカリ岩系を特徴づける紫蘇輝石でさえ晶出するのであろう．

これら中期に混成作用を行つてケルスート角閃石を晶出したマグマは更に晶出分化作用を続けるとケルスート角閃石を含む粗面玄武岩から粗面安山岩，粗面岩を経て最晩期には流紋岩を形成している．またこの地域に僅かに分布している流紋岩類も，混成作用の結果生じたものであろう．

なお呼子町小川島南東海岸の石英捕獲結晶を含む粗面玄武岩には紫蘇輝石斑晶がきわめて稀に含まれているが，その石基には橄欖石が存在し，斜方輝石はなく，珪酸鉱物も含まれていな



第6図　壱岐島及び東松浦半島地域のアルカリ橄欖石玄武岩マグマの進化系統図
——→ 分別晶出作用　　- - -→ 混成作用

い．これはマグマが少量の珪質岩類を同化し，その部分で橄欖石との間に不連続反応が起り斜方輝石を生じたもので局部的な現象と考えられる．

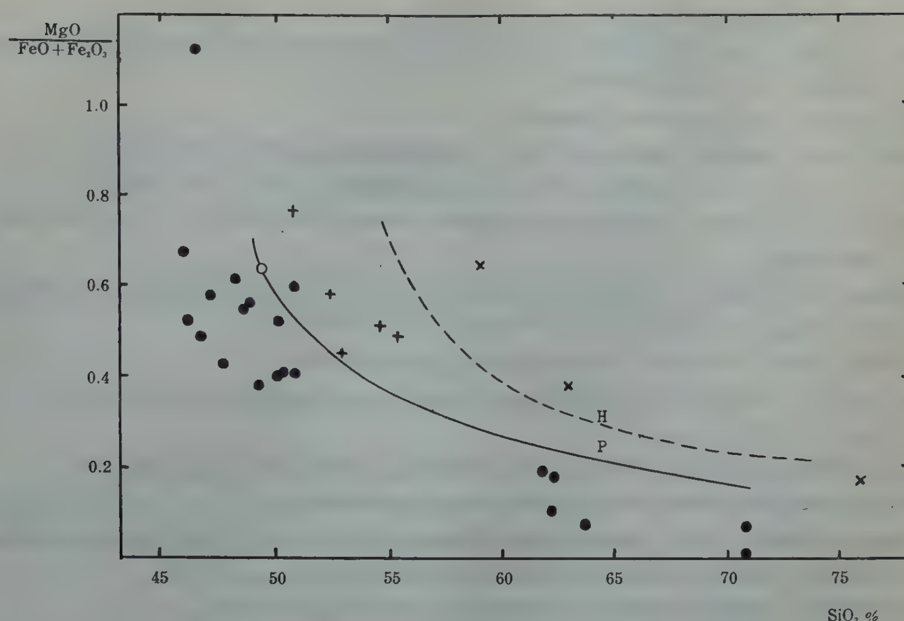
以上述べたアルカリ岩系の進化を（第6図）アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系と共に久野の鉄苦土鉱物組合せによる分類の記号で示した．

D. カルク・アルカリ岩系の生成と分化

壱岐島北部一帯に分布するカルク・アルカリ岩系はアルカリ橄欖石玄武岩マグマの早期に相当量の花崗岩質岩類を同化して生じた混成玄武岩マグマの晶出分化によつて形成されたものである．この混成玄武岩マグマは本源マグマとはかなりその化学組成に相違があり，橄欖石と斜方輝石の間に反応関係が存在する SiO_2 に過飽和な IIIa→d 又は IIId 型玄武岩であつたと考えられる．この地域にはこの型の玄武岩は認められず，多少分化の進んだ IId 型が最も早期を代表する玄武岩（第2表 No. 25）である．更に混成作用を伴いつつ晶出分化作用によつて Vd 型玄武岩，安山岩へと進化している．又角閃石安山岩類は SiO_2 52～53％の塩基性岩であるにも拘わらず多量の角閃石斑晶（5～15％）を含み，かなり低温の特殊条件下で形成されたものであろう．

山口県笠山の“石英玄武岩”（輝石安山岩）の研究を行つた杉（1952）は，橄欖石玄武岩マグマが 15％前後の花崗岩類の同化を行いつつ分別晶出作用によつて形成されたものであろうと述べ，橄欖石玄武岩マグマの混成作用によりソレーアイト質岩系が生成されると結論している．筆者もこの地域の輝石安山岩類はアルカリ橄欖石玄武岩マグマが 10～15％の花崗岩質岩類を同化して生じた混成玄武岩マグマの晶出分化作用によつて生成されたものと考えているが，筆者が研究を行つた限り輝石安山岩類はすべてカルク・アルカリ岩系であつてソレーアイト質岩系ではなく，又笠山，島根県大根島“石英玄武岩”もカルク・アルカリ岩である．即ちアルカリ橄欖石玄武岩マグマの混成作用によつて生ずるものはカルク・アルカリ岩系であつてソレーアイト質岩系は生成されない．

この地域のカルク・アルカリ岩系を $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 三角形図に点示すると伊豆，箱根地方カルク・アルカリ岩系の分布区域内にはいり同じ分化経路を示し，中期に鉄の濃集は行われていない（第5図）．しかしアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源とソレーアイト質マグマ起源のカルク・アルカリ岩系とはその化学組成にかなり大きな相違が認められる．そのアルカリ―石灰指数についてみると後者は前者より相当大きい（例えば伊豆，箱根地方カルク・アルカリ岩系 68，那須火山帯カルク・アルカリ岩系 64.8）．次に縦軸に $Mg/FeO+Fe_2O_3$，横軸に SiO_2 を取りこの地域の火山岩類を点示し，伊豆，箱根地方両岩系の平均変化曲線を第



第7図　$SiO_2-MgO/FeO+Fe_2O_3$ 変化図

● アルカリ岩系
＋ アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系
○ ソレーアイト質岩系
× ソレーアイト質マグマ起源カルク・アルカリ岩系
P. 伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系平均変化曲線
H. 伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系平均変化曲線

7図に示した．図にみられる様に両カルク・アルカリ岩系の間には著しい差が認められ，しかも各々その本源マグマの比より大きく，かつ本源マグマの性質に支配されている．

この地域にはアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ系岩の酸性安山岩〜流紋岩類は存在していないが，今後他地域で発見されれば更に両カルク・アルカリ岩系の差が明瞭になるであろう．

引用文献

青山信雄 (1941)：　肥前産新アルカリ岩の斑晶に就いて．地質雑，vol. 48, pp. 279〜280.

——— (1942)：　唐津高島産玄武岩中の巨晶輝石に就いて．地質雑，vol. 49, pp. 206〜27.

——— (1951)：　岩石学 I．日本鉱物趣味の会．

Bailey, E. B., et al. (1924):　Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch, Aline, and Oban. Geol. Survey Scotland, Mem., pp. 1〜445.

Kozu, S. (1911):　Preliminary notes on some igneous rock of Japan. Jour. Geol., vol. 19, pp. 55〜60, 566〜575.

Kuno, H. (1950):　Petrology of Hakone volcano, and adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc.

Am., vol. 61, pp. 957～1020.

Kuno, H. (1955): Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. Amer. Mineral., vol. 40, pp. 70～93.

久野久 (1954): 火山及び火山岩，岩波書店.

小林勇，今井功，松井和典 (1955): 5万分の1地質図幅説明書，「呼子」. 地調，28 pp.

———，———，——— (1956): 5万分の1地質図幅説明書，「唐津」. 地調，60 pp.

Macdonald, G. A. (1949): Hawaiian petrographic province. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 60, pp. 1541～1596.

MacKenzie, W. S. (1952): The effect of temperature on the symmetry of high-temperature soda-rich feldspars. Amer. Jour. Sci., Bowen vol., pp. 319～342.

大築洋之助 (1910): 20万分の1壱岐図幅地質説明書. 地調，64 pp.

杉健一 (1951): 山陰並びに北九州の橄欖石玄武岩に伴うトレイ岩における混成作用の問題. 九大研報，vol. 3, No. 2, pp. 7～12.

砂川一郎，林徳衛，松井和典 (1955): 壱岐島産紫蘇輝石. 鉱物雑. vol. 2, pp. 282～286.

Smith, J. V. and MacKenzie, W. S. (1958): To be published.

Tomita, T. (1935): On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan Sea region. Shanghai Sci. Inst. Jour., sect. 2, vol. 1, p. 227 ff.

富田達 (1951): 岩漿進化の諸型式. 九大研報，vol. 3, No. 2, pp. 77～104.

渡辺武男 (1934): 白頭火山. 火山，vol. 2, pp. 40～75.

Yagi, K. (1953): Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 64, pp. 769～810.

物理化学からみた地球の内部—地殻とマグマとの生成についての一考察

名古屋大学理学部地球科学教室 島 津 康 男

(昭和 33 年 7 月 18 日受理)

A Physico-chemical Concept of the Earth's Interior —Evolution of the Crust and Magma

By Yasuo. SHIMAZU
Institute of Earth Sciences, Nagoya University

A concept of physical chemistry is presented for a study of the earth's interior, and the following subjects are discussed: Composition of the crust and mantle, origin and evolution of the crust and C-layer, and magmatic differentiation process. These phenomena appear to be controlled by a self-sustaining engine within the earth, i. e. a coupling among physico-chemical reaction, energy flow and material transfer. The material transfer is governed by a gravitational instability.

The minimum rate of entropy production is assumed for these processes, and the thermodynamics with irreversible processes is applied.

The convection engine is responsible for over-all features of the earth's structure.

The squeezing engine is responsible for local phenomena such as magmatic intrusion and volcanic action. The crust seems to be formed by repeated squeezing processes of SiO_2 from the C-layer.

§1. は じ め に

地震学や地球電磁気学の進歩にともなつて地球内部の物理的状態は次第に明かになつてきている．更に物性物理学—特に高温高圧のもとでの物質の物理的性質—の知識を利用することによつて，地球の物理的モデルともいえるものが作りあげられつつある．一方隕石の組成や岩石学鉱物学の知識をもとにして化学的なモデルも作られている．しかしこれら二つのモデルを統一して完全なものにしようという努力は余りおこなわれていないようである．完全なモデルとは，どんな元素がどのように結びついてどのような状態にあるかを指定することを意味するだろう．我々のもつている知識が以上の要求に対して充分でなく，モデルのもつ自由度が大きすぎるのが現況である．そこで自由度を少しでもへらすために物理化学の知識をもちこもうというのが，この論文の目的である．そのためにまず現在ある化学的モデルを地球物理学の面から検討しようと思う．

さて先に述べた物理的なモデルでは物理的状態の時間的変化が軽視されており，たとえば現

在の密度やかたさがどうなつているかを主に問題にしている．しかし地球は時と共に進化してきたのであるから，物理的状態も時間の函数と考えられる．地球の温度分布の時間的変化に関する研究がこの線にそう唯一のものといえよう．地球が地殻，中間層，核と大きくわけて三つの部分にわかれていることを我々は知つているが，それらの成因や進化の経路は観測されている現在の物理的性質と密接に関係しているはずである．ところで物質の物理的および化学的性質はすべて微視的な原子構造および原子の配列状態を明かにすることによつてえられるはずであるが，たとえば長い時間にわたつて外力をうけた岩石の変形を考えてみてもこの問題の解明に対する我々の能力は殆んど無に近い．そこで全く現象論の立場にたつて，時間と共にエネルギーや物質がどのように動き，どのような状態におちついていくかを考えてみる．すなわち地球に起つている現象を，地球物理学的，地球化学的，あるいは地質学的なものをとわず，エネルギーと物質の移動という面で同等に関連しているものとみるのである．その際に次のような二つの仮定をする．一つはとじた系の仮定であつて，あつかつている現象をすべてその中にふくむような系が必ず存在するものとし，その系を出入する物質はないものとする．地球全体を場とするような現象—たとえば中間層や核の形成といつた—でも気圏を含めた地球全体はとじているものとみなすわけである．もう一つはエントロピー生成速度が極小であるとの仮定である．上記のとじた系において時と共にエントロピーが増大して行くことはたしかであるが，その増大する速度が極小従つて系の進化が定常的であると考えるわけである．物理的なエネルギーの形としては重力ポテンシヤルエネルギーや熱エネルギーが考えられ，化学的なものとしては反応エネルギー．融解や結晶作用，多形転移などにともなう物理化学エネルギーが考えられる．地質現象にともなうものは上記のどれかのくみあわせである．そしてこれらのエネルギーと物質との移動がからみあつていると考えるのである．従つて Bowen の反応原理とよばれているマグマの晶出分化作用も，多成分多相の物理化学系が地殻と中間層との一部をとじた系とするような場において，エントロピー生成速度＝極小という条件の下で進化して行く現象と考えられる．中間層や核の分化作用は地球全体を場とする同じような系の進化に他ならない．

もちろん議論の対象は広大なものであり，その結果もまだ非常に粗雑であつて，このような考え方の可能性を示したという点に意味があるにすぎない．

§ 2.　中間層の物理的状態と物理化学的構造

中間層 (mantle) は Mohorovičič 不連続層を境として地殻に接し，深さ 2,900 km のところで核につながつている．その質量，体積はそれぞれ地球全体の 68 %，82 % をしめる．Birch (1952) は中間層の一様性について議論を進め，中間層は更にそれぞれ化学的に一様な

二つの部分と，その間の一様でない部分との計三つに分れていることを確かめた．ここで一様とは密度や弾性の深さによる変化が圧縮にともなうみかけ上のもので，同じ圧力，温度の条件の下にひきもどすと等しい密度，弾性を示すことを意味する．この性質は

（Ⅰ） $dP/d\rho = K/\rho = \phi$ （P：圧力，K：体積弾性率，ρ：密度）

によつてあらわされる．更に力学的には静水圧平衡

（Ⅱ） $dP/dr = -\rho g$ （r：中心からの距離，g：重力加速度）

熱的には断熱温度勾配

（Ⅲ） $dT/dr = T\alpha/\rho C_p \cdot dP/dr$ （T：温度，α：熱膨脹係数，C_p：定圧比熱）

がなりたつとすれば，地表での状態にひきなおした密度 ρ_0・弾性 ϕ_0 を推定することができる．ここで ϕ は $\phi = K/\rho = V_p^2 - 4/3\, V_s^2$（$V_p$，$V_s$：縦波，横波の速度）であつて観測される量 V_p，V_s であらわされるのである． Birch の結果は第1表に示す通りである．C 層では（Ⅰ），（Ⅱ），（Ⅲ）の仮定のどれか一つ又は二つ以上がみたされていないので，ρ_0，ϕ_0 を求めることができない．

Table 1. Layered structure of the crust and mantle.

		depth (km)	ρ_0 (gr/cm³)	ϕ_0(km/sec)²
crust	A	0— 33	2.7	24
mantle	B	33— 413	3.4	36
	C	413— 984		
	D	984—2900	4.1	50

化学的なモデルは第1表の値をみたさなければならない．元素の存在比および岩石学の知識からみて，A および B 層が珪酸塩であることはまずまちがいない．西武（1956）は chondrite 型の隕石の組成から $\rho_0 \sim 3.3$ gr/cm³，$\phi_0 \sim 29$ (km/sec)²を推定し，これが B 層として適当でないことを指摘している．achondrite 型のものでは更に不適当である．しかし隕石の物理的性質を直接測定しようとする試みはほとんどおこなわれていない．たとえば超音波による弾性の測定は標本の大きさが 30 mm 以上あればおこなうことができるので，この方面の努力が望ましい．同様の努力は既存の岩石標本の弾性を測定することについても望まれる．B 層が Mg_2SiO_4 を主成分とする duniteからできているとの考えは多くの人によつていだかれており，その値 $\rho_0 \sim 3.4$ gr/cm³，$\phi_0 \sim 36$ (km/sec)² も適当である．なお Mg_2SiO_4 のもつている ρ，ϕ の圧力，温度による変化および電気的性質が観測された B 層の性質にあうことは和田（1958）によつて微視的な物性物理学の立場から調べられている．又 Robertson ら（1957）は高圧において albite + nepheline → 2 jadeite という反応が起ることを実験的にみとめ．B 層が jadeite からできており，Mohorovičič 不連続層はこの反応の起る深さと考えている．たしかに jadeite は $\rho_0 = 3.33$ gr/cm³，$\phi_0 = 39$ (km/sec)² であるが，Na，Al の存在比から考えて又地殻の厚さが大陸と大洋とではなはだ異なる点を説明で

きないことから考えて，にわかの賛意をあらわしにくい．

さて一般に珪酸塩の物理的性質と物理化学的構造との関係は複雑であるが，あらつぽく考えてイオン結晶としての構造の面からみてみよう．三宅 (1954) は岩石をイオンの組成比であらわすと $mR^{2+}O \cdot nSiO_2$ の形にかけることを述べた．ここに R^{2+} は2価の陽イオンで m, n は任意の正の数である．この表現は火成岩，堆積岩，隕石をとわずになりたつ．$R^{2+}O$ の形は岩石の陽イオンの平均電荷が2で，Al^{3+}, Fe^{3+} などの3価イオンの数が Na^{+}, K^{+}, H^{+} などの1価イオンの数に大体等しいことを示している．m, n は明かに SiO_4 四面体の重合度をあらわす．今岩石をこのスケールによつて分類し，$R^{2+}O$ と SiO_2 とをそれぞれスケールの両端と考える．ρ_0, ϕ_0 をもこのスケールに従つてならべてみると第1図のような直線関係をうる．そ

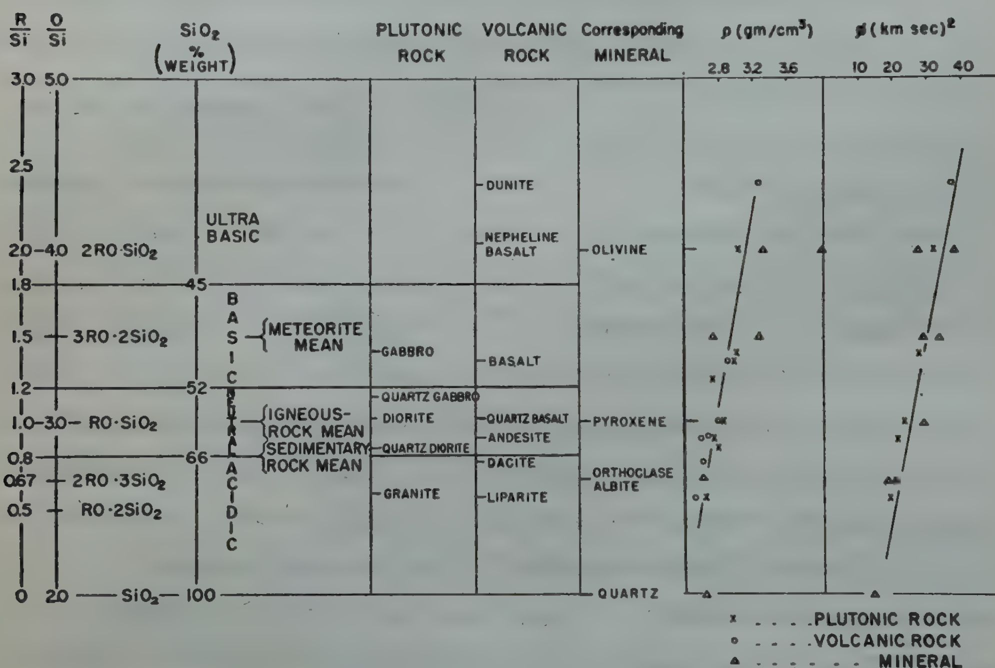


Fig. 1. Classification of silicates by R–Si–O scale.

して任意の珪酸塩の ρ_0, ϕ_0 は

$$SiO_2 : \rho_0 = 2.6\ \mathrm{gr/cm^3}, \quad \phi_0 = 14\ (\mathrm{km/sec})^2$$

$$R^{2+}O : \rho_0 \sim 4\ \mathrm{gr/cm^3}, \quad \phi_0 \sim 50\ (\mathrm{km/sec})^2$$

の重価平均であらわされる．ただし陽イオンの平均電荷が2より大きいものは，ρ_0, ϕ_0 共に平均より大きい．又 ϕ_0 と融点 T_m との間には統計的に $T_m = 340 + 47\phi_0$ (°K) の傾向がみられるから，ϕ_0 の測定値がない珪酸塩でも T_m がわかつていれば大体のみつもりをすることが

できる．このような T_m と ϕ_0 との直線関係は珪酸塩をイオン結晶と考えるならば理解される．

第1表と第1図とから地殻および中間層を作つている物質を推定してみよう．まず深さと共に m/n の値又は R/O = m/m+2n はふえるだろうと推論される．イオン半径の大きい O が重力場の下でしぼりだされ，深さと共に還元された状態になると思われるからである．隕石の組成についての Brown, Patterson (1948) の研究によつても，大きく変動する成分は Fe と O だけであり，Fe イオンの数と O イオンの数との和は金属相成分の多少によらず，ほぼ一定である．金属相の多いものほど高温，高圧の下でできたと考えられるが，それらは Fe が多く O が少くて，深さとの関係になおすと Fe^{2+}/O の比は深さに比例してふえている．

さて D 層の ρ_0, ϕ_0 は普通の珪酸塩としては非常に大きい．D 層が何からできているかは地球のモデルを考える上に重要な問題であり，これは又 C 層がどうしてできたかの問題と密接にむすびついている．次にこれを考えよう．

§ 3. C 層の成因

20 年程前に C 層の存在が提唱されて以来，その成因は多くの人の興味をひいている．その考えを大きくわけると，次の二つになる．

（I） B. D 層は化学的に物質が同じでただ結晶型が違うだけであり，C 層はそのような多形転移の行われる温度，圧力に相当している．

(II) B. D 層は化学的に異なる物質からできており，C 層は組成上の境である．

以上二つの考えの各々に又次のようないろいろの仮説がある：

〔I A〕 $(Mg, Fe)_2SiO_4$ の olivine 型構造→正又は逆の spinel 型構造〔Bernal, (1936), Ringwood (1958) 等〕

〔I B〕 $MgSiO_3$ の jadeite 型構造（B 層をこのような構造と考える）→corundum (Al_2O_3) 型構造〔Birch (1952)〕

〔I C〕 SiO_2 の quartz 型（又は coesite 型）構造→rutile (TiO_2) 型構造〔Birch (1952)〕

〔I D〕 Mg_2SiO_4 において Mg−O 結合がイオン結合→共有結合〔Магницции (1956)〕

〔II A〕 SiO_2 の大きな圧縮性のため高圧で $Mg_2SiO_4 \rightarrow 2MgO + SiO_2$ の反応が起る．〔Магницции (1953), 島津，熊沢 (1956)〕

〔II B〕 $Mg_2SiO_4 \rightarrow 2MgO$ + coesite〔Macdonald, (1956)〕

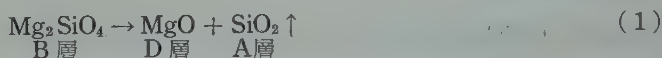
〔I〕に属する仮説の結晶学的な検討は Holser·Schneer (1957) がおこなつており．物性物理学からの検討は Shima (1956), 三木 (1956), 和田 (1958) が，又熱化学からの検討は Ringwood (1958) がおこなつている．しかし特に物性物理学の知識―結合エネルギーの厳密な

表現一が不充分なのでたしかなことはいえない．ここで注意すべきことが二つある．一つは〔I〕の多くがD層として§2に述べたROのもつているような緊密充填構造をあてはめている点であり，もう一つは〔I〕も〔II〕も吸熱性で体積の減少をともない，かつ可逆的な物理化学反応を考えている点である．

ところで第1表と第1図とを参照して

A 層	SiO_2
B 層	$2RO \cdot SiO_2$
D 層	RO

とう仮説をたててみる．すなわちD層を珪酸塩の緊密充填構造としてでなく，ROという化学組成をもつものと考えるのである．地殻が SiO_2 だけからできていると仮定するのは大胆すぎるが，第一近似としてこのようなモデルを作つたわけであり，実際には過剰の O^{2-} と Na^+, K^+ などの存在によつて $RO \cdot SiO_2$ 程度になつているであろう．更にもつともかんたんな物質として



$$\underset{\text{B層}}{Mg_2SiO_4} \rightarrow \underset{\text{D層}}{MgO} + \underset{\text{A層}}{SiO_2}\uparrow \qquad (1)$$

という反応系の各相を各層にあてはめてみる．もちろん多形転移が全く起らないはずはなく，上の式の各相もそれぞれ高温，高圧型の結晶構造をもつと思われるが，重点を化学相の変化におくわけである．この反応の平衡条件は別の論文〔Shimazu (1957 a), (1958)〕に詳しくのべてある．この仮説が前記のものと違うのは本質的に非可逆反応を考えている点であつて，反応系からの SiO_2 のしぼりだしという物質の移動を考え，これと数百 km の深さでの反応との相互作用に重きをおくところにある．§1の論旨にしたがうと，地殻と中間層とをあわせた系がとじていてC層の成因と地殻の生成とに関連があるとみるわけである．しかし吸熱的で体積のへるような反応を考えている点はこれまでの仮説と同じである．

ところで，ρ_0, ϕ_0 の値が一致するほかに，C層の特性として説明されなければならないことがある．それはC層が深さにして600 kmに近い幅をもつており，物理的性質がその間でだんだんに変つている点である．相変化の分類にしたがえばC層は二次変化である．〔I A〕—〔I D〕,〔II B〕の仮説でこの事実を説明するには多成分系を考えて各の成分に対して転移の起る深さが違うとするか，合金の秩序—無秩序転移のような二次転移によるとするかしなければならない．特に後者について Holser·Schneer (1957) は olivine 型→逆 spinel 型の転移が二次的であることを強調している．しかし二次転移による物量状態量の変化は一般に大きくない．この論文に述べる仮説では§4に示すように非可逆反応の性質からC層が幅をもつことを説明しえて特に多成分系を考えなくてもよい．

§ 4. 重力場の中での物理化学反応の平衡

融解，結晶作用，化学反応などをふくめた物理化学反応が重力場の中でおこる時，その平衡条件は化学ポテンシャルにのみ関係して重力ポテンシャルによらない．静水圧や断熱圧縮をとおして重力場が圧力や温度の勾配を作るならば，それらによつて間接に影響をうけるだけである．しかし反応にあずかる物質が動きうる場合は話がちがつてくる．密度の差が重力分離作用を起せば重力は直接に平衡状態に関係する．化学平衡の条件は自由エネルギーが反応系のどこでも一定の値になることを要求するが，組成を一様にすることは要求しないからである．一方反応方程式は各相での元素の結合比を指定しているから，たとえば重い物質が下の方に沈んで，相対的な濃度が指定された値に達して飽和すれば次々にあたらしい相ができることになり，相律（GOLDSCHMIDT の鉱物学的相律も）がなりたたないことになる．

§ **3** に述べた反応 (1): $B \rightarrow D + A\uparrow$ を考えてみよう．この反応は A 相がしぼりだされなければ $\Delta H > O$, $\Delta V > O$ であるから，CLAPEYRON-CLAUSIUS の式にしたがつて

$$dT/dP = T\Delta V/\Delta H > O \qquad (2)$$

となり，圧力を高くするほど平衡温度は上つて右方への反応をさまたげる．しかし密度について $\rho_D > \rho_B > \rho_A$ であり，相 A は動きうるものとすると，ある値より厚い相 B は不安定となつてある深さ以上で相 D が安定となる．ただし相 A は相 B の中を通つて運ばれうるものとする．この場合 B 層について静水圧平衡がなりたつていれば CLAPEYRON-CLAUSIUS の式は

$$\frac{dT}{dP} = \frac{TV_D}{\Delta H}\left(\frac{\rho_A}{\rho_D} - 1\right) < O \qquad (3)$$

となつて，平衡温度は圧力と共に下る．もつともかんたんな solid → liquid 反応では液相が浮びあがるとして

$$dT/dP = O \qquad (4)$$

である．反応 (1) における V_D, ρ_A, ρ_D, ΔH の値を (3) にいれると，地球の内部において考えられる温度分布にたいして Mg_2SiO_4 の分解は 600 km の深さでおこる．〔SHIMAZU (1957 a), (1958)〕.

多成分系において成分間にいろいろの反応がおこりうる場合も，上にのべた結果を連立方程式の形でとけばよく，全元素の存在比と可能な反応の熱力学的データおよび可能な相の密度が与えられれば，理屈の上では化学平衡にある地球の完全なモデルができるはずである．筆者は先に Fe—Si—O の三成分系についてかんたんなモデルを作り，中間層および核に分化する条件を求めた〔SHIMAZU (1956 b)〕. このモデルが地球内部での元素配分に関する GOLDSCHMIDT の

第一期に相当するものとすれば，地殼およびC層が分化したのは第二期に相当すると考えてもよい．

C 層が幅をもつことは次のようにして説明される．すなわち反応速度と SiO_2 のしぼりだし速度とのかねあいによるものと考え，反応は局部的に起るものとする．もし SiO_2 のにげだし方がすくないと分解の方向にむいていた反応によつて体積がふえてしまう．そのような場合反応系は C 層のところだけでほとんどとじてしまうから，体積のましは圧力をましそのいく分かは周りの岩石 (Mg_2SiO_4) に歪をおこす仕事としてつかわれる．しかしその量はわずかなものだから，平衡温度が高い方にずれて反応はとまつてしまう．その場合は普通の CLAPEYRON-CLAUSIUS 式 (2) に近く，一旦局部的な反応が起つてもそれはすぐに減衰してしまう．あるいは又反応の進行する場所が ∞ km の深さであるといつてもよい．条件 (3) は逆にしぼりだしが反応速度よりはるかに大きい場合にあたつており，反応は連鎖的にすすむ．600 km という値はいわば反応の進行しうる深さの最小値を与える．しぼりだしと反応とのかねあいによつて一般には 600 km より深いところでも Mg_2SiO_4 の相が存在しうる．局部的な反応の発生は熱エネルギーの集中による温度上昇，又は fissure の発生による圧力の低下によつて可能であるが，恐らくは前者によるだろう．故にエネルギーの面からみると

熱エネルギーの集中 → 局部的な吸熱反応 → 等重力ポテンシャル面の乱れ

が起つて場所的にも時間的にも連鎖的に反応をつづけることになる．SiO_2 の融点は圧力がへれば下るし，自由にしぼりだされる SiO_2 の融点は (4) によつて深さに関係しないから，上昇にともなつて液相を保ち移動を容易にする．もちろん花崗岩の成因に関する議論でも問題になるように，岩石の中を通つての微視的なイオン拡散によつて SiO_2 が充分にげだせるとは思われないから，巨視的な流動によるものとしなければならない．

とにかくこのようにして C 層は準安定状態として幅をもつものとし，地球ができて以来今日までに 1,000 km の深さ（D 層の頂）までは反応が完了したものと考える．C 層は地殼を作るための物質とエネルギーとの供給源と解せられる．次に反応の進む速度としぼりだしとのかねあいを調べることにしよう．

§ 5　地球内部における self-sustaining engine

地球の内部に起つている現象は地質学，地球化学，地球物理学のいずれに属するものもエネルギーおよび物質交換の点でたがいに結びついているようである．たとえば造山作用はそれ自身地質現象であるが，物理化学的なマグマ分化作用，変成作用と明かにむすびついている．そしてどれが原因でどれが結果というのでなく，同等の立場で相互作用をおよぼしあつていると

の考え方もあるであろう．造山運動の周期性などはこの考えをうらがきするように思われる．地質学では以上の各現象のエネルギー源や相互作用のメカニズムには余りふれないが，要するにエネルギーと物質の交換される過程である．

一方地球物理学では上述のメカニズム・エネルギー源に注意をむける．たとえば造山作用の原因として contraction, convection, undation hypotheses 等があるが〔Scheidegger (1958) 参照〕，いずれも静水圧平衡からのずれとしての重力ポテンシャルエネルギーの乱れをいかに仕事として用いるかを問題にしている．しかし地球内部にあるエネルギーを熱伝導の形で地表へはこびだすには，岩石の熱伝導度が小さすぎる．したがつて物質の移動がエネルギーをはこぶのに一役かつているものと考えねばならない．§ **3** に強調したようにイオン拡散では不充分で，fissure·pore とかの巨視的な流路にともなう流体力学的な流れとか，粘性流体の中を結晶がしずむといつた Stokes の抵抗であらわされる運動とかを考えることになる．このような物質移動のメカニズムをかりに

(A)　対流型　　　（第2A図）

(B)　しぼりだし型　　（第2B図）

の二つに分類してみよう．A 型は物質の流れが閉回路を作つていて，エネルギーの流れをふくめて一つのエンジンとみると第2A図のようなブロックダイヤグラムとなる．系 I＋II はとじていて，I と II との間には重力ポテンシャルの差（II は I より高いところにあるとする），温度差（II は I より低温とする），圧力差が存在する．A 型エンジンの性質は次のように説明される．

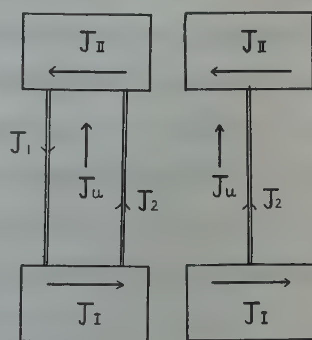


Fig. 2. Two types of self-sustaining engine within the earth.
(A) convection type
(B) squeezing type.
$J_{I,II}$, $J_{1,2}$, and J_u are physico-chemical reaction, material transfer, and energy flow respectively.

(i)　I にエネルギーが供給されて反応 1→2 をおこなう．（反応速度 J_I）

(ii)　軽い相 2 は I，II をつなぐ通路をとおつてうかび上り，エネルギーの流れの他に物質の移動もエネルギーをはこぶ．（相 2 の流れ J_2，内部エネルギーの流れ J_u）

(iii)　II では I の逆反応がおこり（反応速度 J_{II}）重い方の相 1 は I へ沈んで行く．（相 1 の流れ J_1）

I，II でおこなわれる反応は単純な熱対流においては熱膨脹であるが，融解などをふくめた一般の物理化学反応でもよい．Van Bemmelen (1958) は融解反応を考えて A 型にあたるものを geochemically generated flow circuit とよんでいる．

一方 B 型の特徴は $J_1 \fallingdotseq J_2$ であつて結果として I 又は II に物質があつまることにある. 極端な場合第 2 B 図のように物質の流れが全く一方の相にかぎられる型が考えられる. その意味でしぼりだし型ということにする. § **3** に述べたような SiO_2 のしぼりだし過程がそれである. マグマや熱水溶液が fissure を上つてくるような場合も B 型と考えてよい.

実際には A・B 両型の中間がありうるし, 大陸と大洋の分布といつた大規模の運動やマグマの分化作用では A 型, 火山活動やマグマの併入といつた局部的なものでは B 型が主役を演じているかもしれない. 結果的にみて地殻の形成は数多くの B 型エンジンによるものと考えたい. いずれにしても力学的には静水圧平衡からのずれ, 熱的には等温平衡又は断熱平衡からのずれ, そして物理化学的には相平衡からのずれ, 以上三つの非平衡状態の共存がエンジンを動かすわけで, それらの相互作用によつてエンジンはいつまでも運転をつづける. そこで A・B 両型をあわせて self-sustaining engine となづける.

§ **3** においては C 層を第 2 B 図の系 I, A 層（地殻）を系 II と考えたわけであるから, 地表より C 層の深さまではまだ物質の重力分離作用がはたらいているわけで, 力学平衡が破れている. これは 600〜700 km の深さにまで地震が存在する事実と関連しているかもしれない, そしてアイソスタシー説で均衡面といつている部分は, 普通考えられている MOHOROVIČIĆ 不連続層だけでなく, C 層もその一つかもしれない.

ところで § **4** では, しぼりだしが非常に小さい場合と, 大きい場合とについて相平衡の条件を求めた. しかしそこでは温度差にもとずくエネルギーの流れた影響は考えなかつた. それは熱拡散率が無限大の場合にあたつている. 次に熱の流れをも考えにいれた一般論をのべる. それは本質的に非可逆過程の熱力学とよばれているものの応用であり, その中エントロピー生成速度＝極小の条件を仮定する定常状態に対するものをもちいる. 大きくいえば地球の進化をこの点からみようというわけである. 第 2 図に示したような回路が

〔A〕 $J_{\mathrm{I}} \leftrightarrow J_1 \leftrightarrow J_{\mathrm{II}} \leftrightarrow J_2 \leftrightarrow J_{\mathrm{I}}$

〔B〕 $J_{\mathrm{I}} \leftrightarrow J_2 \leftrightarrow J_{\mathrm{II}}$

のように直列である場合は拡張された熱力学によるとりあつかいを必要としないが, 回路の中にエネルギーの流れ J_u が並列に入るとどうしても次のようなとりあつかいを必要とするのである.

§ 6. 一成分二相系の定常状態

火山地帯におけるマグマの集中過程について安芸（1957）は一成分二相系の定常状態の特別の場合をあつかつているし, SHIMAZU (1958 c) は一般的な議論をおこなつているから, ここ

では議論のしかたの概要と地球科学的な意味づけを述べてみる．まず第2図のような不連続系を考え，ⅠとⅡの各々の中では次のような状態量が一定の値をとるものとする．

	Ⅰ	Ⅱ
圧　　力	P^{I}	$P^{\mathrm{II}}=P^{\mathrm{I}}+\Delta P$
温　　度	T^{I}	$T^{\mathrm{II}}=T^{\mathrm{I}}+\Delta T$
相2の濃度	$x_2{}^{\mathrm{I}}$	$x_2{}^{\mathrm{II}}=x_2{}^{\mathrm{I}}+\Delta x_2$
重力ポテンシャル	ϕ^{I}	$\phi^{\mathrm{II}}=\phi^{\mathrm{I}}+\Delta\phi$
化学ポテンシャル	$M_1{}^{\mathrm{I}},\ M_2{}^{\mathrm{I}}$	$M_1{}^{\mathrm{II}},\ M_2{}^{\mathrm{II}}$
affinity	$A^{\mathrm{I}}=M_1{}^{\mathrm{I}}-M_2{}^{\mathrm{I}}$	$A^{\mathrm{II}}=M_1{}^{\mathrm{II}}-M_2{}^{\mathrm{II}}$

とじた系Ⅰ＋Ⅱの中でのエントロピー生成速度は

$$\begin{aligned}\sigma = {} & J_u\left(\frac{1}{T^{\mathrm{II}}}-\frac{1}{T^{\mathrm{I}}}\right)\\ & + J_1\left(\frac{M^{\mathrm{I}}+\phi^{\mathrm{I}}}{T^{\mathrm{I}}}-\frac{M_1{}^{\mathrm{I}}+\phi^{\mathrm{II}}}{T^{\mathrm{II}}}\right)\\ & + J_2\left(\frac{M_2{}^{\mathrm{I}}+\phi^{\mathrm{II}}}{T^{\mathrm{I}}}-\frac{M_2{}^{\mathrm{II}}+\phi^{\mathrm{II}}}{T^{\mathrm{II}}}\right)\\ & + J_{\mathrm{I}}\,\frac{A^{\mathrm{I}}}{T^{\mathrm{I}}}\\ & + J^{\mathrm{II}}\,\frac{A^{\mathrm{II}}}{T^{\mathrm{II}}} \qquad (5)\end{aligned}$$

で与えられるが，ここで

J_u：　エネルギー移動速度．Ⅰ→Ⅱを正とする．

J_k $(k=1,\ 2)$：相 k の移動速度．Ⅰ→Ⅱを正．

J_i $(i=\mathrm{I},\ \mathrm{II})$：系 i での反応速度．1→2 を正とする．

である．ΔP, ΔT, Δx_2, $\Delta\phi$ はすべて時間に無関係とし，$\Delta\phi$ を一定の値にたもつという強制条件のもとで，$\sigma=$ 極小の状態を考える．$\Delta\phi=$ 一定とは時間とともに系Ⅰ＋Ⅱの重心が変らないことを意味するから，鉛直方向に物質の交換移動があれば厳密にはなりたたない．極小条件は次のようになる．

$$\frac{\partial\sigma}{\partial(\Delta T)}=0:\quad J_u-h_1J_1-h_2J_2-\Delta hJ_{\mathrm{II}}=0 \qquad \text{熱のバランス} \qquad (6)$$

$$\frac{\partial\sigma}{\partial(\Delta P)}=0:\quad v_1J_1+v_2J_2+\Delta vJ_{\mathrm{II}}=0 \qquad \text{仕事のバランス} \qquad (7)$$

$$\frac{\partial\sigma}{\partial(\Delta x_2)}=0:\quad x_2J_1-x_1J_2-J_{\mathrm{II}}=0 \qquad \text{組成のバランス} \qquad (8)$$

$$\frac{\partial\sigma}{\partial\left(\frac{A^{\mathrm{I}}}{T^{\mathrm{I}}}\right)}=0: \qquad J_{\mathrm{I}}+J_{\mathrm{II}}=0 \quad \text{反応のバランス} \tag{9}$$

ここで h_k, v_k, x_k はそれぞれ相 k のモルエンタルピー，体積，濃度 $(x_1+x_2=1)$ である．

(A) (6)～(9) がすべてなりたつ場合，すなわち $\varDelta\phi=$ 一定のみの強制条件では (7)～(9) より

$$-J_1=J_2=-J_{\mathrm{II}}=J_{\mathrm{I}} \tag{10}$$

となる．これ第2A図の対流型回路にほかならない．Ⅰ又はⅡへの物質のあつまりは

$$J_1-J_{\mathrm{II}}=J_2+J_{\mathrm{II}}=0 \tag{11}$$

によつて0となり，物質は循環しているだけである．しかしⅠ→Ⅱへの熱の流れは

$$J_u-h(J_1+J_2)=J_u=\varDelta hJ_{\mathrm{II}} \tag{12}$$

で存在する．ただし，$h=x_1h_1+x_2h_2$ である．$J_1\equiv 0$ すなわち相2だけがⅠ↔Ⅱの間を流れうる場合は (7)～(9) より $J_2=J_{\mathrm{I}}=J_{\mathrm{II}}=0$, 同時に (6) より $J_u=0$ となつて平衡状態又は一様の状態しか存在しない．いずれにしても A 型では熱の流れは物質の移動と関係なく，普通の熱輸送の意味で存在する．

(B) $\varDelta\phi=$ 一定のほかに $\varDelta P=$ 一定の強制条件を与えてみよう．系Ⅰ＋Ⅱが地球内部の限られた部分だけでとじているような場合に相当する．すなわちⅠ＋Ⅱのほかに大きな外界が存在し，Ⅰ，Ⅱの中の圧力が外界の静水圧に等しくなつていれば $\varDelta P=-\rho\varDelta\phi$ (ρ は外界の岩石の密度）となつてこの条件がみたされる．又そのためには系の壁が変形しえて stress 連続の条件をみたせばよい．これに反し (A) は外界がないか又は系Ⅰ＋Ⅱが地球全体のほとんどをしめるような大規模な現象にあてはまる．条件 (6), (8), (9) から

$$J_u-h(J_1+J_2)=0$$

$$\frac{dx_2^{\mathrm{II}}}{dt}=\frac{dx_2^{\mathrm{I}}}{dt}=0 \tag{13}$$

となり，熱の流れがないこと．組成が変らないことを示す．後者は反応による生成のないことを意味するが，物質のあつまりは存在する．更に $J_1\neq 0$ であれば

$$-x_1J_2=-J_{\mathrm{II}}=J_{\mathrm{I}} \tag{14}$$

であつて定常状態が存在する．これは第2B図のしぼりだしエンジンにあたつている．

$\varDelta T$, $\varDelta P$ などの状態量，および流れ J_u, J_2, $J_{\mathrm{I,II}}$ を $\varDelta\phi$ であらわすことができる．熱の流れやすさをあらわす係数を L_T, 反応速度係数を L_c とすれば

$$\varDelta T=-\frac{L_c(\varDelta H)^2}{2L_T+L_c(\varDelta H)^2}\frac{T\varDelta V}{\varDelta H}\frac{\varDelta\phi}{v_2} \tag{15}$$

は定常状態でのⅠ，Ⅱ間の温度差をしめしている．ここで $\varDelta H$, $\varDelta V$ はそれぞれ反応にともな

う反応熱，体積変化である．(15) と強制条件 $\Delta P=-\rho\Delta\phi$ とより，CLAPEYRON–CLAUSIUS の式に相当する

$$\frac{\Delta T}{\Delta P}=\frac{L_c(\Delta H)^2}{2L_T+L_c(\Delta H)^2}\cdot\frac{T\Delta V}{\Delta H}\cdot\frac{\rho}{v_2} \tag{16}$$

をうる．$L_c\gg L_T$ の場合 (16) が (2) になることは明かである．ただし ρ/v_2 の係数がついているが，動きうる相2について静水圧平衡が課せられるなら $\rho/v_2=1$ となる．一方 $L_c\sim0$ であれば (16) は

$$\frac{\Delta T}{\Delta P}\sim\frac{1}{2L_T}\frac{\rho}{v_2}\frac{T\Delta V}{\Delta H} \tag{17}$$

となつて $L_T\gg0$ と共に $\Delta T/\Delta P\sim0$ になり (4) に一致する．

流れの性質についての常数は熱拡散率，粘性係数，反応速度などに関係するが，これらの数値の評価が現在ではむつかしく，従つてくわしい議論ができない．それらの常数によらない関係式

$$\frac{J_2+J_{\mathrm{II}}}{J_q}=\left(1-\frac{\Delta V}{v_2}\right)\frac{1}{\Delta H} \tag{18}$$

を考えてみよう．J_q は外界からⅠに流れこむ熱の供給である．左辺の分子はⅡへの物質のあつまりをあらわすから，熱の流れこむ速度が判ればⅡへ物質のあつまる速度がえられる．

今熱の流れは 10^{-6} cal/cm²·sec の程度としよう．これはいろいろの点からみて妥当である．たとえば地球永久磁場の成因論によると核で発生するジュール熱はこの程度の速度で中間層へ流れこむ．これが D 層の中での熱対流によつてはこばれ上昇流域で D 層の底に局部的に集中したとしても 10^{-6} cal/cm² sec の程度であるし，放射性物質による発生熱が局部的に集中してもこの程度である．地表で観測される内部からの熱流と，地殻での放射性物質の濃度とを考えて，中間層から地殻へ流れこむ熱流が大体 10^{-6} cal/cm² sec の程度であることはよくしられている．

岩石や鉱物の融解熱に関するデータは多いが，融解の際の体積変化のデータはほとんどない．両方のデータのそろつている albite について，$\Delta V/v_2\sim0.084$, $\Delta H\sim203$ erg/gr より

$$J_2+J_{\mathrm{II}}\simeq0.59\ \mathrm{gr/cm^2\ sec} \tag{19}$$

をうる．又この節の議論を反応 (1) の場合に拡張すると，$\Delta V/v\sim0.05$, $\Delta H\sim15$ kcal/mol より SiO_2 のしぼりだし速度は

$$\begin{aligned}(J+J_{\mathrm{II}})_{SiO_2}&\simeq0.12\ \mathrm{gr/cm^2\ sec}\\&=6.0\times10^{8}\ \mathrm{gr/cm^2\ in\ 5\times10^{9}\ year}\end{aligned} \tag{20}$$

となる．ところで地殻の厚さを 35 km，密度を 2.7 gr/cm³ とするとその質量は 10^8 gr/cm²

故，しぼりだされる SiO_2 の量は地殻を作るのに充分である．

§ 7. 二成分二相系の結晶作用

§ 6 では一成分の場合に議論がかぎられていた．一般にマグマの分化を論じようとする際にはすくなくとも二成分系以上の物理化学反応を調べる必要がある．マグマの晶出分化の経路は，マグマと晶出した結晶とがどの程度反応しうるか，あるいは反応速度と結晶の分離する速度とのかねあいはどうかによつてきまる．いくらかでも理論的なとりあつかいをするために，固相が完全固溶体をつくる二成分系たとえば anorthite–albite 系とか forsterite–fayalite 系とかをまず考えてみよう．これらは第 3 A図にしめすような相平衡図をもつている．たとえば aという一様な組成をもつた液相が結晶するとき

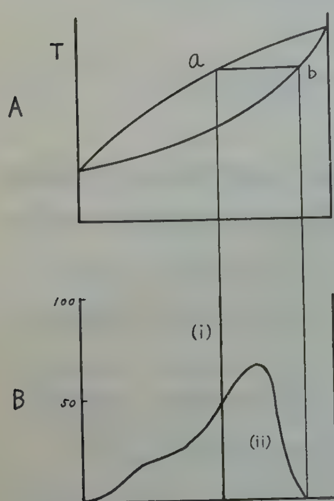


Fig. 3. Schematic representation of fractional crystallization for two-component system with ideal solid solution.
(A) phase diagram.
(B) (i) frequency distribution of crystal for the case: reaction rate ≫ separation of crystals.
(ii) frequency distribution of crystal for the case: reaction rate ≪ separation of crystal.

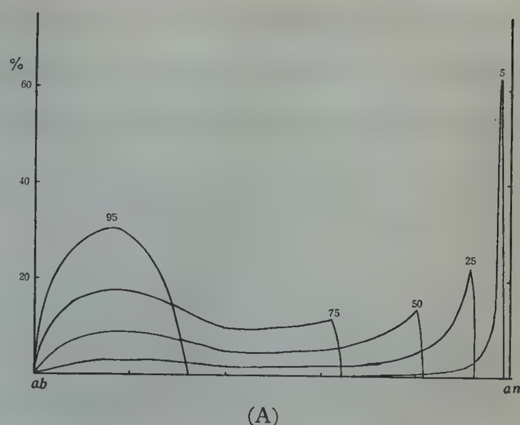
（i） 結晶の分離がまつたくなければ，最後に全体が固相になつた場合の最後の組成は第 3 B 図の（i）にしめすような頻度分布をもつ，これは

$$\delta)_{x=a} = 100\ \%, \quad \delta)_{x\neq a} = 0 \qquad (21)$$

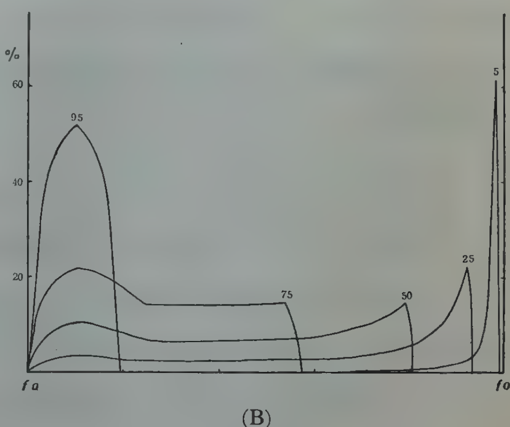
であらわされる δ 函数で，もとの液相と同じ組成である．

（ii） 結晶の分離速度が結晶作用の反応速度よりはるかに大きければ，作用がおわつて固相のみになつた場合の組成の頻度分布は第 3 B 図の (ii) に示すようになり，もとの液相の組成と solidus–liquidus の形とによつてきまる．第 3 B 図の (ii) はもともと結晶作用の時間的経過にともなう組成の変化をしめすものであるが，分離した結晶が次々に集積していつて固相の中での再配置（拡散，対流による）がなければ空間的な組成の頻度分布をもしめしている．一般には（i），(ii）の分布の中間をしめすであろうが，その原因は分離速度と反応速度のかねあいの程度にあつて，固相内での移動による影響は無視してよいと思われる．Lovering (1957) は隕鉄の Fe/Ni 値の頻度分布からもとの始源天体の Fe/Ni を推定しようとした．隕鉄の母体はもともとある Fe/Ni 値をもつた一様な液相であつたとし，第 3 A 図に対応する Fe/Ni 系の相平衡図から第 3 B 図の（ii）に対応する頻度分布をつくる．そしてこれと観測された頻度分布とをくらべてもとの液相は Fe/Ni = 89/11 であることをしつた．地球の中間層についても forsterite/fayalite 比が測定で

きれば同様にして分化する前の組成が推定できるはずであるが，たとえ olivine モデルを仮定しても弾性や密度の値から f_o/f_a 比の深さによる変化を推定できるほどの精度はない．a_n-a_b系および f_o-f_a 系について，第3B図の(ii)にあたるものを計算した結果は，第4 A および B図にそれぞれ示したとおりである．各曲線につけた数字はもとの液相の組成（a_b および f_a の%）を示している．なお第4図は相平衡図の大ざつぱな読みとりから計算したもので，厳密には全域にわたつてなめらかな曲線になるはずである．



(A)



(B)

Fig. 4.

次に第2B図の頻度分布と，固相内の各点での組成分布との対応をもうすこし調べてみよう．かんたんのために一次元の棒の形をしたマグマを考え，solidus–liquidus はそれぞれ傾斜を異にする直線としよう．その場合

$$b = ka \qquad (22)$$

をもつて a の組成をもつた液相と平衡する固相の組成とすれば，k は組成によらない常数となり，equilibrium distribution coefficient とよばれている〔Peann (1937) など〕．一般には solidus liquidus 共に曲率をもつているから $k = k(a)$ である．$k=$ 一定のゆるされるのは平衡図の両端にちかく，一方の成分にたいして稀薄溶液の仮定がゆるされるところだけであろう．a_n-a_b 系，f_o-f_a 系について k は第2表に示した程度に変化する．

Table 2. Equilibrium distribution coefficient k.

(A) anorthite-albite system		(B) forsterite-fayalite system	
a (a_b %)	k	a (f_a %)	k
5	0.32	5	0.22
20	0.28	20	0.26
35	0.33	35	0.31
50	0.37	50	0.38
65	0.41	65	0.47
80	0.50	80	0.62
95	0.71	95	0.85

長さ1の棒状の均質な液相が左の端から固化をはじめるものとする．固化の途中で固相およ

び液相の組成がそれぞれどう変つていくかは，k の大きさと固化の条件とできまる．固化の条件は前述のように反応速度と各相の中での物質の移動（再配分）の速度とであるが，今の場合反応速度は固相と液相との境界が棒の中を左から右に移つていく速度である．物質の移動のメカニズムの中で考えやすいのは，次のような理想化された場合である．

(i) 固相の中では物質は移動しない．

(ii) 液相の中では撹拌（もしくは対流）が充分に起り，常に均質である．

(i), (ii) を共にみたす場合は両相の分離が最大限におこり第3B図の (ii) に対応した組成の変化を示すわけである．左端から d のところの結晶の組成を k であらわすと

$$x = ka(1-d)^{k-1} \tag{23}$$

となる．

ただしこの議論では液相と固相との間の温度勾配にもとずく熱の流れを考えていないし，重力の影響も考えていないから，融点の低い方の成分が単純に液相の中にとりのこされることになる．もし棒が鉛直方向にのびていれば，液相の中でも重力分離が起つて，均質化をさまたげるし，融点の低い方の成分が高い方の成分より重ければ，上から固化するか，下から固化するかで条件がちがつてくる．その厳密なとりあつかいは別の機会にゆずる．

次に §5 にならつてしぼりだし過程での二成分二相系の定常状態を，固相が理想固溶体を作る場合についてあつかつてみる．成分を1と2，相を S (固相) と L (液相) であらわし，第2図と同じ不連続系において液相のみが移動できるものとする．強制条件としては

$$\Delta\phi = \text{一定}, \qquad \Delta P = -\rho\Delta\phi = \text{一定}, \qquad \Delta T = \text{一定}$$

を考えると，定常状態は次のようになる．

$$\left.\begin{aligned} \frac{J_{1\mathrm{II}}+J_{1L}}{J_{2\mathrm{II}}+J_{2L}} &= \frac{x_{1L}}{x_{2L}} \\ \frac{J_{1\mathrm{II}}}{J_{2\mathrm{II}}} &= \frac{x_{1S}}{x_{2S}} \\ J_{1\mathrm{I}}+J_{1\mathrm{II}} = 0, \qquad & J_{2\mathrm{I}}+J_{2\mathrm{II}} = 0 \end{aligned}\right\} \tag{24}$$

ただし，

x_{1S}: 系Iにおける成分 k の相 S の濃度

$x_{2S} = 1-x_{1S}$: 〃 2 〃

x_{1L}: 〃 1 L 〃

$x_{2L} = 1-x_{1L}$: 〃 2 〃

$J_{kL}(k=1,2)$: 成分 k 相 L の I→II の移動速度

$J_{k\mathrm{I}}(k=1,2)$: 系Iにおける成分 k の $S \to L$ の反応速度

$J_{k\mathrm{II}}(k=1,2)$: 系IIにおける成分 k の $S\to L$ の反応速度

そして反応速度が非常に大きいとI，II間の濃度差は

$$\Delta x_{2S} = -\frac{x_{1S}\,x_{2S}}{RT(x_{2L}-x_{2S})}\left[(x_{1L}\Delta h_1+x_{2L}\Delta h_2)\frac{\Delta T}{T}+\rho(x_{1L}\Delta v_1+x_{2L}\Delta v_2)\Delta\phi\right]$$

$$\Delta x_{2L} = -\frac{x_{1L}\,x_{2L}}{RT(x_{2L}-x_{2S})}\left[(x_{1S}\Delta h_1+x_{2S}\Delta h_2)\frac{\Delta T}{T}+\rho(x_{1S}\Delta v_1+x_{2S}\Delta v_2)\Delta\phi\right] \quad (25)$$

で与えられ，液相の流れは全体として

$$J_L = x_{1L}J_{1L}+x_{2L}J_{2L} = \rho L_F\left(v_L-\frac{1}{\rho}\right)\frac{\Delta\phi}{T} \quad (26)$$

となる．ここで L_F は流れやすさをあらわす常数で，$v_L = x_{1L}v_{1L}+x_{2L}v_{2L}$ である．熱の流れは $-L_T\dfrac{\Delta T}{T^2}$ となる．ここで Δh_1, Δh_2; Δv_1, Δv_2 はそれぞれ純成分 1，2 の反応 $S\to L$ におけるモルあたりの反応熱，体積変化をあらわす．(25) の右辺の第一項は Soret 効果であり，第二項は重力分離をあらわしている．

一方移動速度が非常に大きいと

$$\Delta x_{2S} = \frac{x_{1S}\,x_{2S}}{RT(x_{1S}^2+x_{2S}^2)}\Bigg[(x_{2S}\Delta h_1-x_{1S}\Delta h_2)\Delta T$$
$$+\rho\frac{1}{x_{1L}^2+x_{2L}^2}\Bigg\{x_{1L}^2\left(x_{2S}\Delta v_1+x_{1S}\left(v_{2S}-\frac{1}{\rho}\right)\right)$$
$$-x_{2L}^2\left(x_{1S}\Delta v_1+x_{2S}\left(v_{1S}-\frac{1}{\rho}\right)\right)$$
$$+x_{1L}x_{2L}\left(x_{2L}\left(v_{1L}-\frac{1}{\rho}\right)-x_{1L}\left(v_{2L}-\frac{1}{\rho}\right)\right)\Bigg\}\Delta\phi\Bigg]$$

$$\Delta x_{2L} = -\frac{\rho\,x_{1L}\,x_{2L}}{RT(x_{1L}^2+x_{2L}^2)}\left[x_{2L}\left(v_{1L}-\frac{1}{\rho}\right)-x_{1L}\left(v_{2L}-\frac{1}{\rho}\right)\right]\Delta\phi \quad (27)$$

をうる．J_L は (26) と同じ形になり，熱の流れは0である．しかし a_n-a_b 系，f_o-f_a 系のいずれについても Δh_1, Δh_2 のデータはあるが Δv_1, Δv_2 がしられていないので，IとIIとの間の組成差に対して定量的な評価はできない．Soret 効果による項と重力分離による項とが同程度の量になるには系の間の高度差として数十 km を必要とするようである．

実際の問題としては上述のとりあつかいは不充分である．まずマグマの分別結晶作用はむしろ§5 の A 型にちかいものと思わねばならないが，そのようなとりあつかいをすると $\Delta x_{2S} = \Delta x_{2L} = 0$ になつてしまう．これは結晶の沈下分離にともなつて系全体の重心の位置が変つてくることを考慮しなかつたからである．沈下速度の評価をはじめ，固相が不混和性をもつていて共融点の存在する場合をもふくめたもつと詳しい議論は別の論文にゆずることにする．

以上の議論において，ある部分は筆者が既に別の論文で発表したものの概略のみを記したため，あるいは記述に統一を欠く点のあることを恐れる．しかし§1にのべた論旨にしたがつて地球の内部をみるというこころみの一端はのべたつもりである．今後はマグマの分化作用だけでなく，変成作用や同化作用のメカニズムをも同様の観点から調べようと思う．

参 考 文 献

安芸敬一 (1957: 定常非可逆現象としてのマグマの局地的集中現象，火山 **2**, 33〜46.
BERNAL, J. D. (1936): Geophysical discussion, Observatory **59**, 268.
BIRCH, F. (1952): Elasticity and constitution of the earth's interior. Jour. Geophys. Res. **57**, 227〜286.
BROWN, H. & C. PATTERSON (1948): The composition of meteoritic matter. III. Phase equilibria, genetic relations and planet structure. Jour. Geol. **56**, 85〜111.
HOLSER, W. T. & C. H. SCHNEER (1957): Polymorphism in the earth's mantle. Trans. Amer.. Geophys. Union **38**, 569〜577.
LOVERING, J. F. (1957): Differentiation in the iron-nickel core of a parent meteorite body. Geochim. Cosmochim. Acta **12**, 238〜252.
Магницкий, Б. А. (1953): Основы Физики Земли. Геодезидат. chap. 9.
——— (1956): О лрироде лереходно слоя Б оболочке земли на глубине́ 400〜900 км. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. Геофиз., 700〜703.
MACDONALD, G. J. F. (1956): Quartz-coesite stability relations at high temperatures and pressures. Amer. Jour. Sci. **254**, 713〜721.
三木晴男 (1956): C層について (続)，地震 **9**, 58〜59; 235〜236.
三宅泰雄 (1954): 地球化学，朝倉書店，chap. 4.
西武照雄 (1956): 地球中間層の物性，I，隕石との対比について，地震 **9**, 65〜75.
PFANN, W. G. (1957): Techniques of zone melting and crystal growing. Solid State Physics Vol. 4, McGraw-Hill, 424〜521.
RINGWOOD, A. E. (1958): The constitution of the mantle-I. Thermodynamics of the olivine-spinel transition. Geochim. Cosmochim. Acta **13**, 303〜321.
ROBERTSON, E. C., F. BIRCH & G. J. F. MACDONALD (1957): Experimental determination of jadeite stability relations to 25,000 bars. Amer. Jour. Sci. **255**, 115〜137.
SCHEIDEGGER, A. E. (1958): Principles of geodynamics. Springer.
SHIMA, M. (1956): On the variation in the bulk modulus/density in the mantle. Jour. Phys. Earth **4**, 7〜10.
SHIMAZU, Y. (1956 a): Chemical phase equilibrium and physical structure within the earth's mantle. Jour. Phys. Earth **4**, 1〜6.
——— (1956 b): Chemical equilibrium within self-gravitating planets and internal constitution of the earth. Jour. Phys. Earth **4**, 43〜47.
島津康男・熊沢峯夫 (1956): 地球内部における $2MgO+SiO_2 \rightleftarrows Mg_2SiO_4$ の平衡条件，地震 **9**, 57.
SHIMAZU, Y. (1957 a): A chemical phase transition hypothesis on the origin of the C-layer within the mantle of the earth. Jour. Earth Sci. Nagoya Univ. **5**, 12〜30.
——— (1957 b): A theory of physico-chemical reactions under a non-uniform field and its application to a study of thermodynamical state of the earth. Jour. Earth Sci. Nagoya Univ. **5**, 31—51.
島津康男 (1958): 重力場における Mg_2SiO_4 の分解反応とC層の成因，地震 **11**, 1〜6.
VAN BEMMELEN, R. W. (1958): Stromingsstelesels in de silicaatmantel. Geol. en Mijnbouw. **20**, 1〜17.
和田卓彦 (1958): 橄欖石の状態方程式と地球中間層上部，地震 **11**, 55—67.

阿蘇火山における火山微動の観測

九州大学，理学部
物 理 学 教 室　下鶴大輔・後藤賢一・中牟田修・野田博治

(昭和 32 年 6 月 5 日受理)

Observations of Volcanic Micro-tremors at Volcano Aso

Daisuke SHIMOZURU, Kenichi GOTO, Osamu NAKAMUTA and Hiroji NODA
(Department of Physics, Faculty of Science, Kyushu, University)

Twenty years has passed since the volcanic micro-tremors at volcano Aso was studied by Prof. K. Sassa who classified the tremors into four kinds, namely, lst kind (period 0.7～1.0 sec.) 2 nd kind (3.5～8.0 sec.), 3 rd kind (period 0.4～0.6 sec.) and 4 th kind (period 0.2 sec.). In explaining the nature of such volcanic micro-tremors, studies in the period of the waves at the wave source seem to be of basic importance. Nevertheless, no observations of waves close to the source has been made.

Therefore we attempted to observe volcanic micro-tremors at various distances referring to those at the point close to an active crater. For these observations, a moving coil type pick-up is placed at the bottom of the crater of Naka-dake, one of the central cone of Volcano Aso. The point where the pick up is placed is close to the pit No. 1 (c. f. Fig. 1), which is only active at present. Another pick-up is moved along the steepest slope of the cone and observations are made at various distances from the pit No. 1, simultaneously with the pick-up at the crater bottom. Records of the above two pick-ups are taken with the three element oscillograph at the Volcano Museum situated 800 m distant from the crater.

Results obtained are:

1) At the crater, amplitude of volcanic micro-tremors is very large compared with those taken at other stations.

2) Predominant period at the crater bottom is 0.1 sec., superposed with the waves of large amplitude and period (0.2 sec.).

3) Linear relations hold between the amplitude and the period at each station.

4) Waves of short period (0.1 sec.) were not detected except for the crater bottom station, because of attenuation.

§ 1. 観 測 の 目 的

世界の多くの活火山において既に多くの研究者に依り，火山微動の観測が行われて来ている．その目的は微動の本質，或いは発震機巧を知る事と，更にそれに依つて火山噴火の予知を可能にしようとするものの様である．微動と噴火現象との相関性に関しては個々の火山に就いて相当研究されているが，微動発生の機巧に就いてはその研究は極めて少ない．地震機巧の研究の時に地震波のスペクトルが重要な役割を果す様に，火山微動の発生機巧を論ずる為にはそのスペクトルの研究が必要である事はいうまでもない．その様な意味で，微動の周期を取り

上げて発生機巧を論じた Omer の研究方法は，その事に関する限りに於いて我々の共感をよぶものである．然し，多くの火山で観測された微動の周期或いはスペクトルを云々する場合に，震源から観測点までの距離，地震計の特性，火山体表層の物性を無視して，観測された値のみを以つて震源での発生機巧を論じる事が無意味である事は地震波の場合と同様である．今迄行われた火山微動の観測の例を見ると火口より精々数百米に於ける観測が最も近いものであつた．微動の震源は火口附近極めて浅い所と考えられるから，微動の震源から少なくとも数百米離れた場所で観測している事になる．

微動の周期に就いていえば，観測距離が長くなれば短周期部分は減衰して見かけ上周期が伸びて観測されるし，又その周期の伸びも，微動の伝播経路の物性に依つて異るであろう．これは個々の火山に就いて噴出物の性質の違いから当然生じて来る事柄である．更に微動の振幅に就いて考えるならば，震源から可成り遠い場所での振幅 A は

$$A = A_0 r^{-n} \exp(-\alpha r), \quad n = 1 \sim 2.$$

の如く表わせる．但し A_0 は震源に於ける振幅，r は震源距離，α は吸収係数である．この式は一般に火口から遠距離に於いて観測された場合にのみ使用出来るのであつて，実際に浅間山，三原山等に於ける火山微動の観測結果の解析に応用されている．然し，観測点が震源に非常に近い時は最早や適用出来なくなる．従つて A_0 を直接観測に依つて求める事が肝心である．

以上の理由に依つて火山体表層という個々の火山に依つて非常に異つた filter の影響を殆んど受けていないと考えられる点で微動の振幅と周期を観測する事が望ましい．同じ特性の地震計で多くの火山に就いて此の様な観測を行う事に依つて始めて Omer 的の議論も出来ようというものである．勝手な特性の地震計を使つて，任意の震源距離で観測された火山微動の周期は A 火山では m 秒であり，B 火山では n 秒であるといつて，それを基にして議論を進める事は控えなければならない．従つて我々は阿蘇火山に於いて震源に近いと考えられる火口底に pick-up を下して，主として火口底内の微動の性質をしらべ，併せて麓に於ける微動の同時観測を行つて両者を比較した．

§ 2. 観測の場所と方法

此の観測の目的が微動の震源の極く近傍での模様を知る事にあるので，pick-up の 1 台は，現在最も活動している第一火口内のテラス上の大きな岩塊の上に据え，他の 1 台を約 700 m の長さの間に設けた 7 個所の観測点を移動させた．此の測線はおそらく火山微動の伝播方向と一致していると考えられる．2 台の pick-up に依る微動の記録は，火口より約 1 km 麓の火山博物館内に於いて行つた．

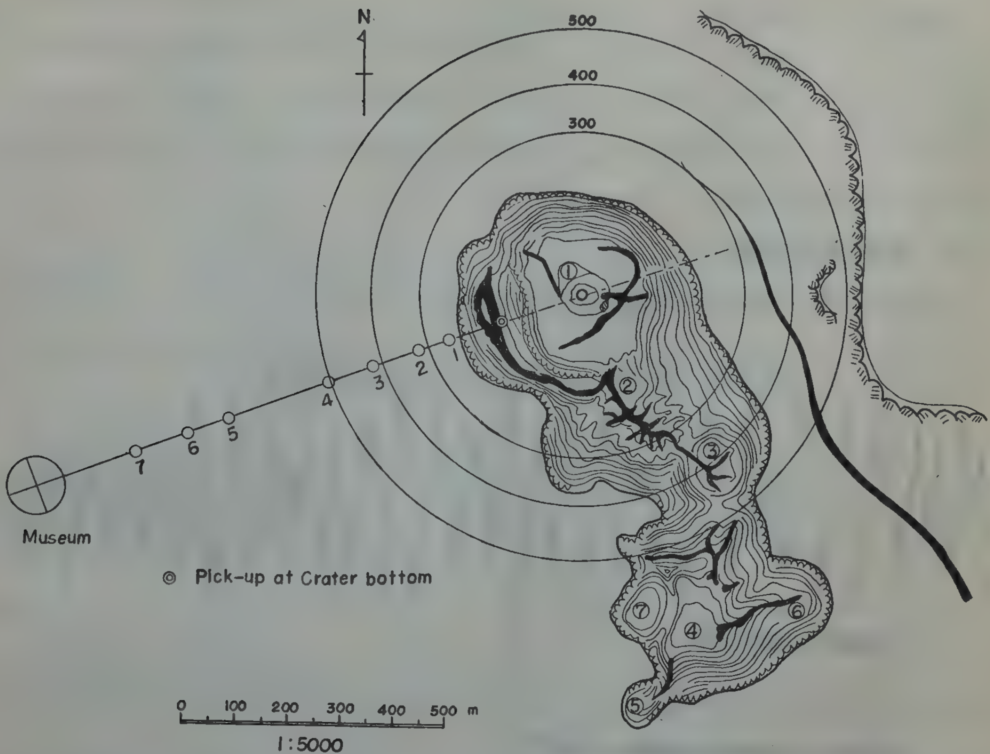


Fig. 1. Map of the crater of Naka-dake. Seven pits are designated by encircled numerals of which No. 1 pit is active at present. Pick-up stations are indicated on the line drawn from the crater to the museum.

使用した pick-up は動コイル型で，固有周期 0.5 秒の上下動のものである．それぞれの pick-up の出力を夫々増幅器を通して三成分のインク書きオッシログラフに依つて記録させ



Pick-up 1.



Pick-up 2.

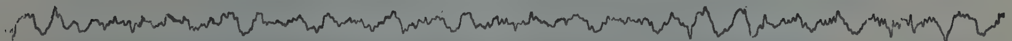


Fig. 2. Record of oscillograph for comparison of magnification of two pick-ups placed side by side.

た．記録紙の送りは1秒 3 cm である．記録されたものは，速度に比例した量になつている．はじめに2台の pick-up を同じ場所に並べて微動を記録させ，各々の増幅器の attenuator を調節して記録紙の上で同一振幅になる様にした．その1例を Fig. 2. に示してある．此の様にしておいて，1台を火口底に定置するとともに他の1台を移動させて1乃至7（第1図参照）の点で同時観測を行つた．

§3. 観測結果及び議論

火口底及び No. 7 観測点の同時観測の記録の一部を Fig. 3. に示してある．火口底の記録

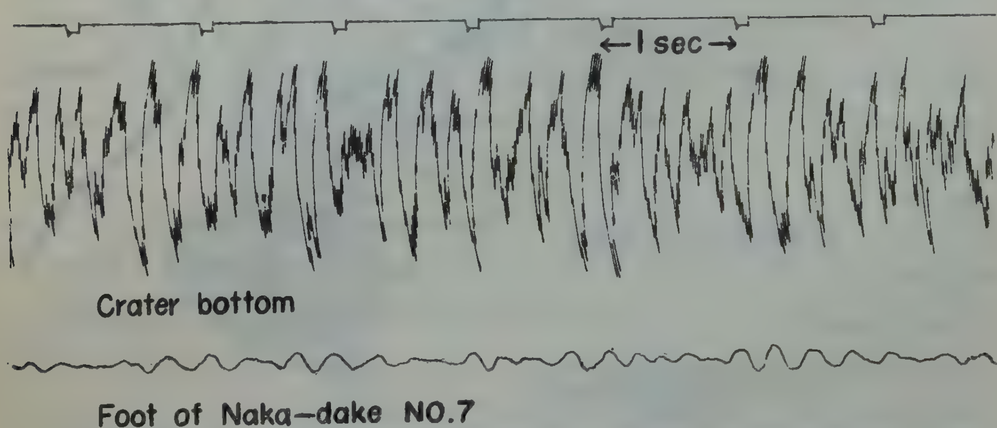


Fig. 3. Record of volcanic micro-tremers–the upper is that of the crater bottom and the lower is that of the station No. 7.

には 60 サイクル（電源）が混入している事を除いては，両者の間に2つの大きな差異が見られる．即ち周期に関しては火口底では短周期の微動が殊に卓越しており，又記録振幅に就いては速度に比例した量ではあるが火口底に於いて非常に大きい．

我々は此の観測の第一目的として火口底に於ける微動の周期に着目していたわけであるから，先づ第一に周期に就いて述べる．

本来ならば Fourier 解析すべきではあるが，大体の傾向を見る為めに，周期別頻度分布図を作製した．Fig. 4～Fig. 10 は夫れを示す．

昔，佐々教授は阿蘇の火山微動を詳細に研究され，阿蘇には大体4種類の微動が存在する事を明らかにされた．即ち，第1種，0.8～1.5 秒，第2種，3.5～8.0 秒，第3種，0.4～0.6 秒，第4種，0.2秒であつて，第1種は Love 波，第2種は Rayleigh 波の1種である．

然し 0.2 秒程度の微動が附近の雑微動の周期に近く volcanic origin のものであるかどうか疑問であつた．今回の測定によつて，確かに 0.2 秒位の火山微動は存在する事は明らかになつたが，Fig. 10. の火口底に於ける周期頻度分布を見て明らかな様に，実は微動の origin

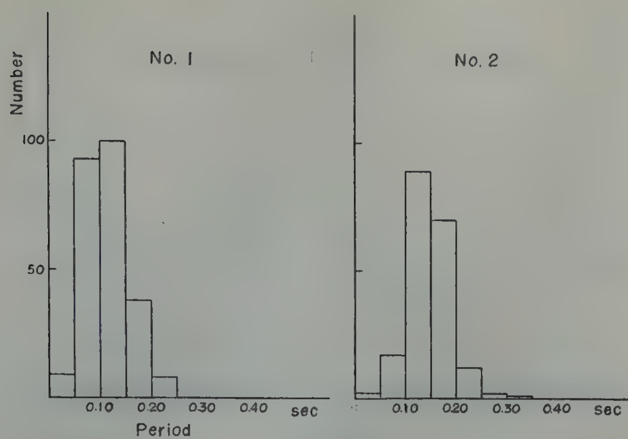


Fig. 4.

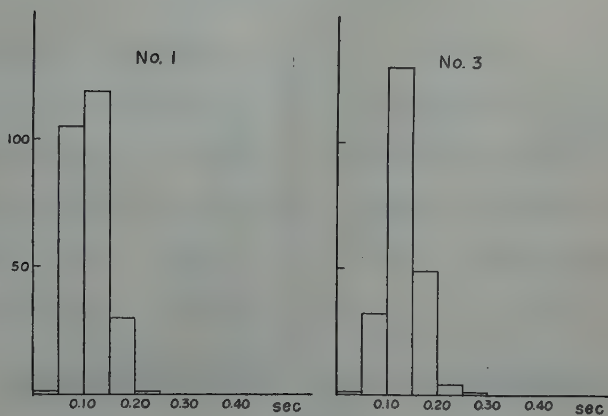


Fig. 5.

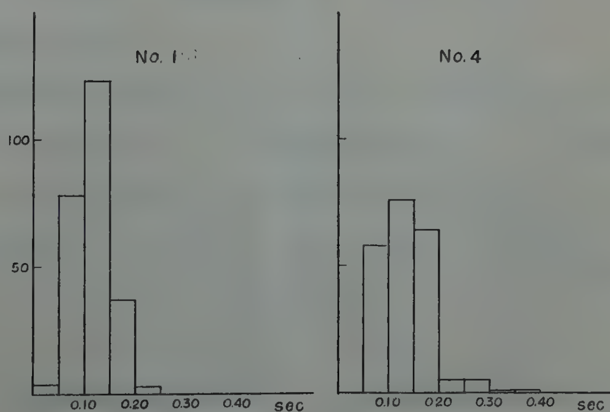


Fig. 6.

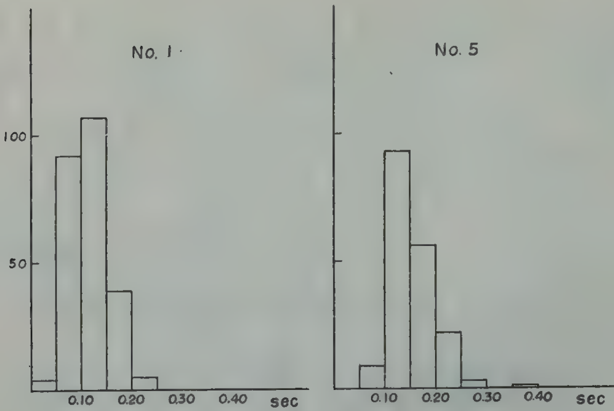


Fig. 7.

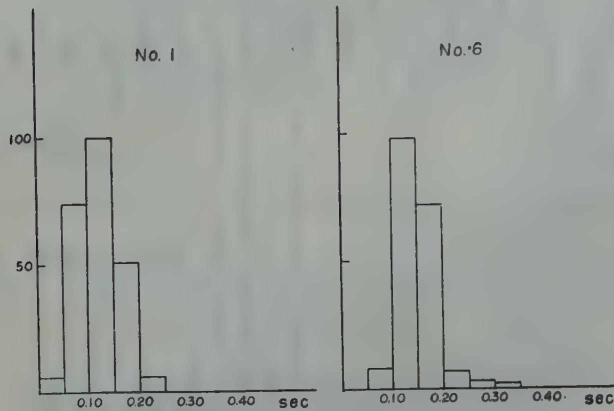


Fig. 8.

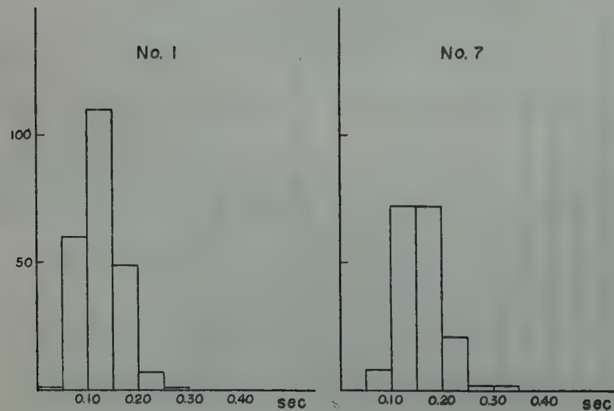


Fig. 9.

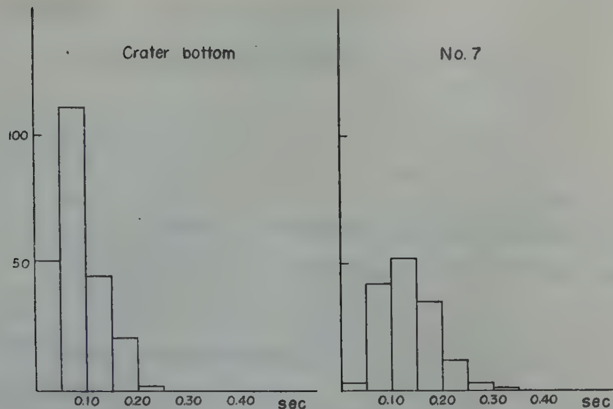


Fig. 10.

Fig. 4–10. Frequency-distribution of periods of the volcanic micro-tremors.

から出る波は 10 サイクル程度の波が最も多いのである．そして之等の波が伝播途中の物質の吸収に依つて減衰を受け，遠距離で見かけ上，0.2 秒程度の波が観測されるのであろう．

図から見て明らかな様に火口から遠ざかるに従つて短周期の波は減衰する．又火口壁上の No. 1. 観測点では火口底に近いにも拘わらず，短周期の波は既に非常に減衰している．総括的に見ると，若し火口底に pick-up を下ろさなければ，微動の origin から此の様な high frequency の波が発生している事は明瞭に detect 出来なかつたであろう．又，微動の発生の機巧を考える時に，此の様な high frequency の波も重要な意味を持つて来ると思われる．

増幅器を使用した場合に，その記録振幅に就いて細かい議論をする事は避けなければならないが，先に述べた様に観測の前に 2 台の pick-up を同じ場所において，同じ記録を書く様に増幅器を調節してあるので，実際の観測の時も，その状態を保つていると仮定して，次に振幅と周期の議論に進んでみる．

先ず記録されたものは pick-up と，オッシログラフの固有周期から推して速度に比例したものを書いている事は間違いない．我々は地面の変位に比例したものに就いて考を進めたいのであるから，一応 1 分間の記録より，見かけ上の周期と振幅（速度）を読みとり，それより各周期別の平均振幅（速度）を計算し，その様にして計算した振幅（速度）にその周期をかけて 2π で割つたものを変位に比例した振幅と考えた．火口底と No. 7. 観測点の同時観測結果から上の手続きに従つて周期と振幅（変位）の関係を求めて図示したものが Fig. 11. である．上が火口底に於ける周期と振幅の関係であり，下の直線が No. 7. 観測点に於けるそれである．図から明瞭な様に，いずれの場合でも，周期（T）と振幅（A）の関係は次の様な一次的な

関係にある．

即ち

$$A = kT$$

但し上式の k は火山微動に就いて，ある一定の常数ではなく，色々な値をとり得る．

次ぎに上の図に就いて，No. 7 観測点の振幅と，火口底に於ける振幅との比を各周期別に図示したのが Fig. 12. である．

火口底と No. 7 観測点との平面直線距離は約 800 m であるから，此の図は即ち，微動がその距離だけ伝播した時の周期別減衰の程度を表わしており，短周期のもの程減衰が大きい事を示している．従つて火口よりたかだか数百米離れた所でも既に 0.1 秒程度の周期の早い火山微動は減衰して検知出来なくなる．

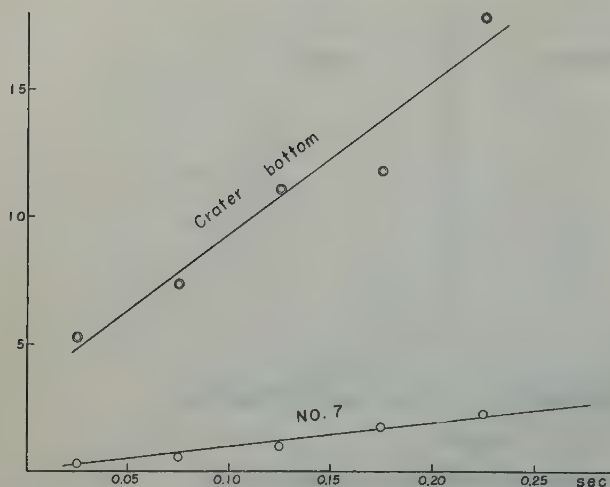


Fig. 11. Amplitude versus period of the volcanic micro-tremors. Ordinate is arbitrary scale.

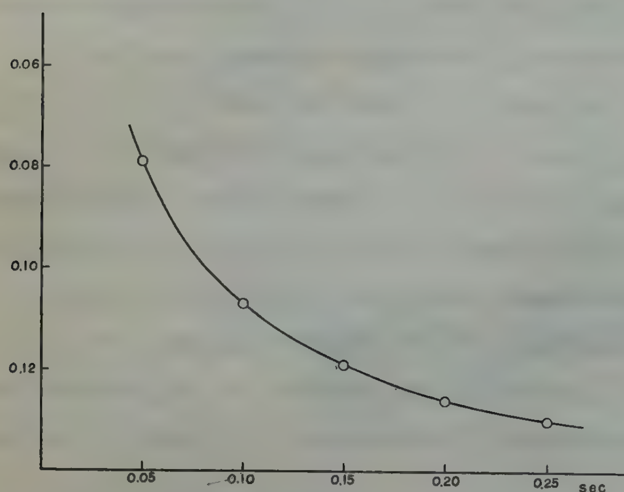


Fig. 12. Ratio of amplitude of volcanic micro-tremors observed at the station No. 7 to that observed at the crater bottom, plotted against period.

以上阿蘇の火口底に於いて短周期の微動が卓越している事を述べた．Stromboli 式或いは Hawaii 式火山でも此の様な短周期の微動があるかという事に興味がある．若し，噴火様式の差異に依つて，此の様な微動の周期に差異があるとすれば，微動の本性の追求に役立つものと思われる．

桜島の地盤変動について
(水準測量結果について)

京都大学防災研究所　吉　川　圭　三

(昭和 33 年 7 月 1 日受理)

On the Crustal Movement in Sakurajima
(On the Result of the Precise Levelling)

Keizo YOSHIKAWA
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.

The vertical displacement of the earth's crust in Sakurajima was obtained from the results of the two successive precise levelling, carried out in Feb. 1957 and in Feb. 1958.

From this result;

1) The southern part of Sakurajima has sunk, while the northern part has elevated, in reference to the bench-mark No. 2500.

2) The bench mark No. 12 and No. 28. show abnormal relative sink.

3) The block movement of the Sakurajima was studied by utilizing the Miyabe's method, the inclination of the block being,

$$8.9\times10^{-6}\cos(\theta-13^\circ)$$

where θ is Azimuth in degree measured counter-clokwise from N.

§ 1. 緒　　言

火山の活動に伴つて生ずる地盤変動の研究は，今日まで多くの人々によつてなされており，各火山について夫々興味ある結果が報告されている．大正 3 年桜島の大噴火の際に生じた大規模な地盤変動は，之等の中でも代表的なものであり，再々水準測量が繰返されて，その変動の様子がくわしく研究されてきた(Tsuboi, 1929,1932, 宮部1934, 茂木 1957)．併し最近まで桜島の内部に水準路線がなかつたため，桜島そのものの変動については，明確な様子がわからなかつた．

吾々は昭和 30 年 10 月より活動を続けている桜島の噴火活動に伴う，桜島自体の地盤変動の様子を知るために，昭和 31 年 12 月に桜島口にある地理調査所の水準点 2500 号を起点として，桜島周辺バス道路に沿つて水準点を新設した．そしてその第 1 回目の測量は，昭和 32 年 2 月に岡田惇氏(東大震研)によつて行われ，その結果は既に発表されている (岡田 1957)．吾々は昭和 33 年 2 月に第 2 回目の測量を行う機会を持ち，その結果を第 1 回目の結果と比較する事により，この 1 年間の桜島内部の地盤変動の様子が明かになつたので，此処に報告する．

§ 2. 水準点及び使用器械

昭和 31 年 12 月，桜島口の地理調査所の水準点 2500 号を起点として，有村，湯之，袴

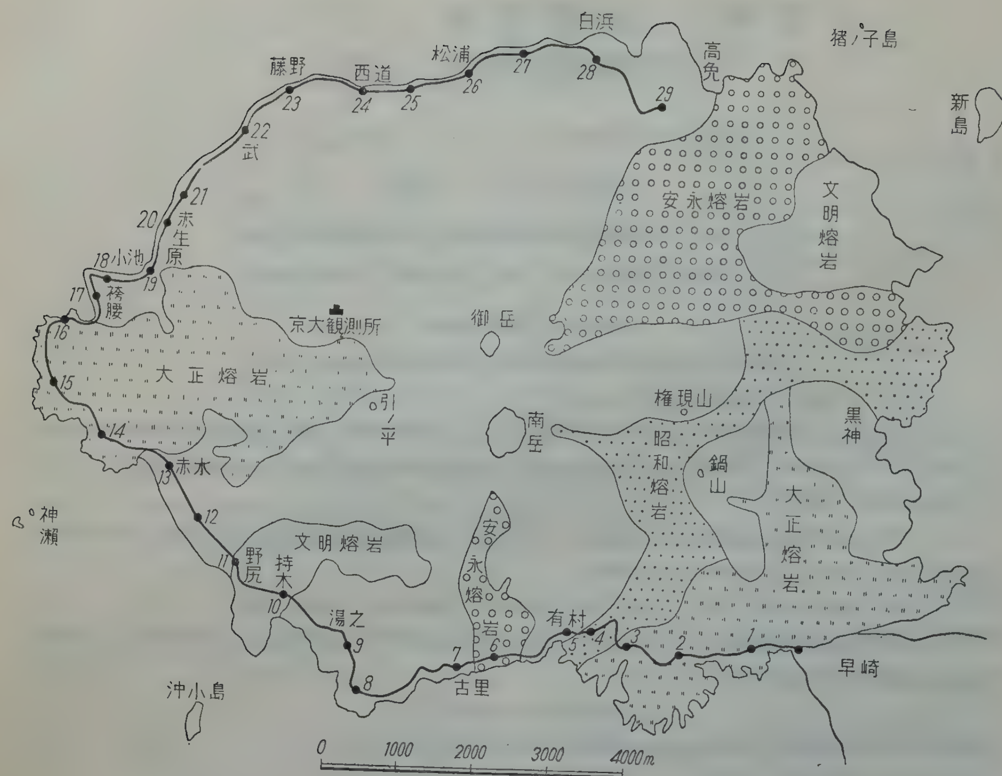


Fig. 1. Levelling route and distribution of bench mark.

腰，西道，白浜を経て高免に至る約 25 km の間に 29 個の水準点が埋設された（第1図参照）．之等の水準点のうち，5，6，9，11，13，17，21，23，26，27，29 の各号の 11 の水準点は東京大学地震研究所によつて埋設された花崗岩柱の水準点であり，他の 18 の水準点は，京都大学防災研究所によつて埋設されたステンレス金属棒の水準点である．

今回の測量に使用した器械は Zeiss A 型水準儀と3米のインバール標尺で，測量は各水準点間の往復測量で，その誤差は何れも一等水準測量の許容誤差以内である．

§ 3. 測量結果について

地理調査所の水準点 2500 号を基準点として，その標高を0とした場合の第1回及び第2回の測量結果より得られた各水準点の標高と，水準点 2500 号を不動点と見做した場合の各水準点の1年間の変動量は第1表の通りである．

第1表の1年間に生じた各水準点の変動量を図示したものが第2図である．この図を見れば明かな如く，水準点2号が約 2.4 cm 程沈降しており，水準点 16 号までの各水準点は全部沈降

Table. 1.

水準点	H_1			H_2			H_2-H_1	水準点	H_1			H_2			H_2-H_1
	m.	cm.	mm.	m.	cm.	mm.	mm.		m.	cm.	mm.	m.	mc.	mm.	mm.
2500			0			0	0	15		—		−08	93	6.3	—
1		—		+22	03	6.7	—	16	−15	54	1.1	−15	54	3.8	− 2.7
2	+32	92	6.4	+32	90	2.3	−24.1	17	−16	72	9.8	−16	72	9.8	0
3		—		+42	87	6.2	—	18		—		−16	44	3.8	—
4		—		+07	31	3.9	—	19	−15	67	8.9	−15	67	1.4	+ 7.5
5	+13	34	8.5	+13	32	2.1	−26.4	20	−16	67	7.2	−16	66	4.7	+12.5
6	−00	03	0.7	−00	05	8.4	−27.7	21	−13	37	4.4	−13	35	9.4	+15.0
7		—		+12	41	7.2	—	22	−17	73	3.3	−17	71	0.2	+23.1
8		—		+41	76	3.3	—	23	−17	80	8.8	−17	77	9.2	+29.6
9	+23	79	6.6	+23	77	0.9	−25.7	24	−16	01	7.0	−15	98	6.1	+30.9
10		—		+14	96	5.5	—	25	−16	09	0.5	−16	05	5.0	+35.5
11	−04	25	1.0	−04	26	2.2	−11.2	26	−16	90	0.7	−16	85	7.0	+43.7
12	−01	51	5.2	−01	54	1.1	−25.9	27	−16	15	1.8		—		—
13	−09	53	6.1	−09	54	4.1	− 8.0	28	−07	42	6.5	−07	41	0.4	+16.1
14		—		+06	69	3.5	—	29	+66	21	5.0	+66	25	6.9	+41.9

H_1: Relative hight of the bench mark in 1957.
H_2: 〃 in 1958.

Fig. 2. Vertical displacement of each bench-mark during. 1957～1958.

である．そして水準点 17 号は変動量 0 で，それから後の水準点は何れも隆起している．換言すれば大隅半島に比較して桜島の方が，その接合部に於いて比較的大きな沈降をしており，桜島口の地理調査所の水準点 2500 号と袴腰の水準 17 号を結ぶ線より南側の各水準点は皆沈降で，北側の各水準点は皆隆起している．又水準点 12 号と 28 号以外の水準点が比較的連続的

な変動を示しているのに対し，この両水準点のみが特異な変動をしている．この事は桜島の地質構造と密接な関係を有しているのかも知れないが，之の明確な解答は今後この附近に水準点

Table 2. Azimuth in degree measured counter-clockwise from N.

to \ from	2	5	6	9	11	13	16	17	19	20	21	22	23	24	25	26	29
2	—	99°	85	89	101	108	116	119	124	128	131	138	143	148	152	158	176
5	279°	—	67	84	100	111	120	123	129	134	137	145	151	157	162	168	188
6	265	247	—	93	110	120	127	131	137	141	144	153	158	165	170	175	195
9	269	264	273	—	128	135	138	143	151	155	158	167	172	180	185	190	208
11	281	280	290	308	—	144	142	150	161	166	169	179	184	192	198	203	221
13	288	291	300	315	324	—	141	153	172	176	179	191	195	205	210	215	232
16	296	300	307	318	322	321	—	230	240	224	220	222	222	230	234	237	248
17	299	303	311	323	330	333	50	—	245	222	217	220	221	230	235	237	249
19	304	309	317	331	341	352	60	65	—	194	198	212	215	226	233	236	250
20	308	314	321	335	346	356	44	42	14	—	203	219	221	233	239	242	254
21	311	317	324	338	349	359	40	37	18	23	—	225	225	238	244	246	258
22	318	325	333	347	359	11	42	40	32	39	45	—	225	247	254	254	264
23	323	331	338	352	4	15	42	41	35	41	45	45	—	267	269	263	271
24	328	337	345	0	12	25	50	50	46	53	58	67	87	—	271	261	271
25	332	342	350	5	18	30	54	55	53	59	64	74	89	91	—	254	272
26	338	348	355	10	23	35	57	57	56	62	66	74	83	81	74	—	277
29	356	8	15	28	41	52	68	69	70	74	78	84	91	91	92	97	—

Table 3. Gradient in 10^{-6}

to \ from	2	5	6	9	11	13	16	17	19	20	21	22	23	24	25	26	29
2	—	+1.4	+1.5	+0.3	−2.2	−2.3	−2.4	−2.8	−3.6	−4.1	−4.4	−5.3	−6.0	−6.5	− 7.3	− 8.4	−9.2
5	−1.4	—	+1.2	+0.2	−3.4	−3.3	−3.0	−3.5	−4.7	−5.2	−5.4	−6.3	−7.0	−7.6	− 8.4	− 9.5	−9.8
6	−1.5	−1.2	—	−1.0	−4.6	−4.0	−3.5	−3.9	−5.2	−5.6	−5.8	−6.6	−7.2	−7.6	− 8.4	− 9.3	−9.2
9	+0.3	−0.2	+1.0	—	−8.0	−5.3	−4.0	−4.5	−5.9	−6.3	−6.4	−7.0	−7.5	−7.7	− 8.3	− 9.0	−8.2
11	+2.2	+3.4	+4.6	+8.0	—	−2.1	−2.2	−2.8	−4.7	−5.2	−5.4	−6.1	−6.4	−6.6	− 7.1	− 7.8	−6.5
13	+2.3	+3.3	+4.0	+5.3	+2.1	—	−2.2	−3.3	−6.1	−6.5	−6.5	−7.0	−7.3	−7.1	− 7.5	− 8.1	−6.3
16	+2.4	+3.0	+3.5	+4.0	+2.2	+2.2	—	−4.9	−7.7	−8.2	−7.9	−7.5	−7.7	−6.8	− 7.0	− 7.5	−5.4
17	+2.8	+3.5	+3.9	+4.5	+2.8	+3.3	+4.9	—	−9.4	−9.6	−8.7	−8.0	−8.0	−7.0	− 7.2	− 7.7	−5.4
19	+3.6	+4.7	+5.2	+5.9	+4.7	+6.1	+7.7	+9.4	—	−7.7	−7.0	−7.1	−7.4	−6.5	− 6.8	− 6.5	−4.9
20	+4.1	+5.2	+5.6	+6.3	+5.2	+6.5	+8.2	+9.6	+7.7	—	−5.9	−6.6	−7.1	−5.9	− 6.3	− 7.1	−4.4
21	+4.4	+5.4	+5.8	+6.4	+5.4	+6.5	+7.9	+8.7	+7.0	+5.9	—	−6.8	−7.4	−5.8	− 6.2	− 7.2	−4.2
22	+5.3	+6.3	+6.6	+7.0	+6.1	+7.0	+7.5	+8.0	+7.1	+6.6	+6.8	—	−8.1	−4.9	− 5.6	− 6.9	−3.5
23	+6.0	+7.0	+7.2	+7.5	+6.4	+7.3	+7.7	+8.0	+7.4	+7.1	+7.4	+8.1	—	−0.1	− 3.7	− 6.0	−2.5
24	+6.5	+7.6	+7.6	+7.7	+6.6	+7.1	+6.8	+7.0	+6.5	+5.9	+5.8	+4.9	+0.1	—	− 6.8	− 9.0	−2.8
25	+7.3	+8.4	+8.4	+8.3	+7.1	+7.5	+7.0	+7.2	+6.8	+6.3	+6.2	+5.6	+3.7	+6.8	—	−10.6	−2.0
26	+8.4	+9.5	+9.3	+9.0	+7.8	+8.1	+7.5	+7.7	+6.5	+7.1	+7.0	+6.9	+6.0	+9.0	+10.6	—	+0.7
29	+9.2	+9.8	+9.2	+8.2	+6.5	+6.3	+5.4	+5.4	+4.9	+4.4	+4.2	+3.5	+2.5	+2.8	+ 2.0	− 0.7	—

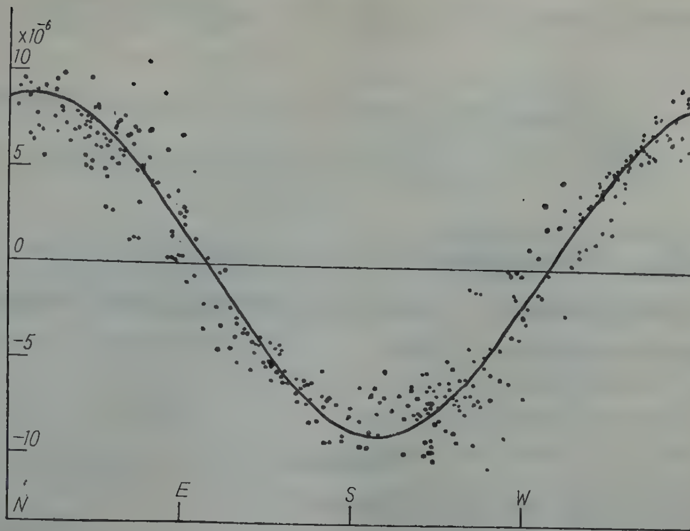


Fig. 3. Sine curve determining the mode of the tilt of Sakurajima block.

を増設して，再測量の結果によらねばならない．

次に先に述べた如く，桜島の南半分が沈降し，北半分が隆起しており，しかも水準点 12 号と水準点 28 号以外の各水準点が比較的連続的な変動を示している事から，桜島が大きくみて一つの地塊として運動しているのではないかという事が予想される．そこで桜島内部の各水準点のうち 12 号及び 28 号を除外したものについて，宮部の方法を適用して，その運動の様子をしらべてみた．第 2 表は一つの水準点から他の水準点を見た場合の方向を，北から時計廻りに計つた角度で，第 3 表は一つの水準点と他の各水準点との変動量の差を，その水平距離で割る事によつて得られた二点間の傾斜変動量を弧度で表わしたものである．この両者より方位角を横軸に，それに対応する傾斜変動量を縦軸にとつて，Plot すると第 3 図の如くになる．之等の各点を出来るだけ満足する様な正弦曲線を求めると実線で示された様になり，その式は次の様になる．

$$8.9 \times 10^{-6} \cos(\theta - 13°)$$

ここに θ は北から時計廻りに計られる方位角である．即ち桜島を一つの地塊として，その運動をしらべると，走向 E 13°S で南落ちに 8.9×10^{-6} 傾斜した事になる．

§ 3. 結　び

昭和 32 年 2 月より昭和 33 年 2 月に至る丁度 1 年間に，桜島に生じた地盤変動の様子を水準測量の結果より求めた．それによると

1) 水準点 2500 号を不動点と見做した場合，桜島の南半分が沈降，北半分が隆起している.

2) 水準点 12 号及び 28 号が異常な変動をしている.

3) 桜島を一つの地塊としてあつかつた場合，走向 E 12°S 南落ち 8.9×10^{-6} の傾斜運動をしたことになる.

本稿を結ぶに際し，終始御教示御批判を戴いた佐々憲三博士に厚く御礼申し上げます．又測量実施に際し種々御注意を連絡下さつた東大震研の岡田惇氏及び測量に共に従事して下さつた中村俊造君に感謝の意を表します.

References

C. Tsuboi: Bull. Earthq. Res. Inst. **7** (1929) 103.
宮部直巳: 震研彙報 **12** (1934) 471.
茂木清夫: 火山 第2集 第1巻 第1号 (1957).
岡田 惇: 鹿児島湾周辺の水準点再測結果 1957 年5月 火山学会にて講演.

講　演　要　旨

1. 明神礁爆発による津浪 (IV)

東京水産大　三　好　　寿

水中爆発によつて生じる Cauchy-Poisson 波の性質をしらべるには，有限域の浪源からひろがる Cauchy-Poisson 波の基礎的な研究が望まれる．

ここでは，浪源の形は中心領域 $(-a/2, a/2)$ でのみ0でないとし，且つその形状は偶函数であるという条件だけで研究して見る．仮定により $\varepsilon_0=1$, $\varepsilon_1=\varepsilon_2=\cdots\cdots=2$，とすると，浪源は

$$F(x)=\frac{2}{a}\sum_{S=0}^{\infty}\varepsilon_s\cos\frac{2s\pi x}{a}\int_0^{a/2}F(\lambda)\cos\frac{2s\pi\lambda}{a}d\lambda$$

$$\doteqdot\frac{2}{a}\Sigma\varepsilon_s A_s\cos\frac{2s\pi x}{a}$$

とすると

$$\left.\begin{aligned} y_0 &\propto F(x) && |x|<\frac{a}{2}\\ &=0 && |x|>\frac{a}{2}\end{aligned}\right\}\qquad(1)$$

で表わされる．途中の計算を略すと，この浪源からひろがる Cauchy-Poisson 波は，x を明神礁と波浪計の距離，g を重力加速度，t を爆発からの時間とする時，次式で示される．

$$y\propto\bar{\Sigma}(-1)^s\sqrt{\pi}\,\varepsilon_s A_s\frac{8\sqrt{x}\,a^2(gt^2)^{3/2}}{g^2t^4a^2-64s^2\pi^2x^4}$$

$$\sin\left(\frac{gt^2}{4x}+\frac{\pi}{4}\right)\sin\frac{gt^2a}{8x^2}\qquad(2)$$

これから容易に分ることは，$\frac{gt^2a}{8x^2}=s\pi$ の時，一般に (2) 式は不定形となつて0にならない．しかし $A_s=0$ のものがあれば，それに相当する所だけ停止点になる（第1種の停止点）．

次に $A_s\neq 0$ とすると，$\frac{gt^2a}{8x^2}=s\pi$ の近傍（横軸は $\frac{gt^2a}{8x^2}$）で振巾を表わす函数は双曲線となり，例えば $A_1\ A_2<0$ なら $(\pi,\ 2\pi)$ に停止点が現われる．>0 なら現われない．$A_2=0$ なら $A_1 A_3>0$ の時，$(\pi, 3\pi)$ に現われ，<0 の時現われない．（以上第2種の停止点）．有限個の A が 0 でぬける場合，A_k から先は全部0になる場合等，同様に一般原則が導かれる．

次に停止点が現われないといつても，振巾の絶対値の minimum 値が，隣り合う maximum 値より非常に小さくなれば，実際には現われたと同じことになるが，代表的な例 $y_0\propto\left(1+\cos\frac{2\pi x}{n}\right)$ についてしらべて見ると $\frac{gt^2a}{8x^2}=\pi$ の近傍では，minimum 値すら現われないことが分る．

2. 浅間山の噴火記録から解析した近年の活動について（概要）

軽井沢測候所　関　　谷　　溥

浅間山の有史以来昭和31年9月迄の噴火に関する資料は，軽井沢測候所が過去のあらゆる資料を整理して発表した浅間山爆発史集があるが，この報告は飽く迄当時の資料をそのまま掲載しているので，過去に於ける噴火の傾向は或程度わかるが噴火の変遷を量的に求めることは出来ない．そこで昭和10—13年に主として水上博士が求められた噴火の際の噴出の機械的エネルギーを参考にして，これと追分の地震動の最大振巾（$\sqrt{N^2+E^2}$）との関係を使つて追分観測所が創設された大正12年以来昭和33年3月迄の全噴火に応用し，前述の噴火の回数を噴火のエネルギーに換算した．

これによると大正11年末以来休んでいた浅間山の噴火活動は昭和に入つてから活潑となり，全体としては不規則ではあるが3—4年の周期で活動を繰返し，昭和6年と昭和13年が大きな活動のピークで，その後は次第に弱まり，活動の休止期間も長くなつている．しかしこれは飽くまで過去35カ年の噴火活動の変遷を量的に示しただけで今後の推移はこれだけの資料ではわからない．

尚噴出の機械的エネルギーの算出に於ても峯の茶屋（火口より東4.5粁）と追分（火口より南7.3粁）の資料とでは震源の深さや震央が必ずしも火口と一致していないことに原因していると思われる違い等があつて，これを長期間のすべての噴火資料に応用してよいかどうか検討の必要があるが，今のところ資料がないので今後に待つことにしてここでは一応昭和10—13年の関係を全期間に成り立つものとして求めた．

3. 鳥島の最近の火山活動について

気象庁　田　中　康　裕

鳥島気象観測所設立（1947年）以来現在(1957年)

までの鳥島火山には，噴火や爆発は一度もなかつたが，地盤の隆起・沈降活動や地震活動は活発であつた．ことに 1949年7月 および 1956年 1～3 月に起つた山腹の地盤の隆起活動は顕著なもので，前者では 1m内外，後者では 10m 近い隆起量を示した．1956年の隆起では 2つの小さな山を生成したが，その1つについて隆起部の体積を求めると，1.8×10^{11}cm³，位置エネルギーの増加量は 5.3×10^{17} ergs，隆起させた圧力は数気圧と推定される．

火山性地震は毎月数回ないし100回前後も起るのが普通であるが，1952年4月29日～5月3日には1000回以上にもおよぶ地震が頻発し，また，1952年，1954～1957年には多数の地震が起つた．火山性地震はその形からA型とB型とに分けられる．平均してその3割がA型地震であるが，1955年にはA型地震の方がB型地震よりも多く起つた．A型地震のP～Sは1秒前後のものが最も多く，その起り方は，P～Sが次第に短くなつてB型地震が起り始めるというような傾向はみあたらない．石本・飯田の統計式 NA^m=const. で m を求めると，A型では 2.1，B型では 3.1 となる．A型地震もB型地震も共に鳥島火山体内部で起つているものと推定される．

噴気は，おもに外輪山以内の地帯に点在して常時出ているが，その内の8個所について溶岩温度の測定を続けた結果，地盤の隆起活動や多数の火山性地震が起ると，火口原や火口内の溶岩温度は，10～300°C くらい上昇または下降していることがわかつた．隆起活動や火山性地震の最盛期より1年～半年前に溶岩温度は変動を始める傾向があるので，火山活動観視のための重要な目安にすることができる．

1956年半ばごろから，噴気地帯に昇華物の付着が著しくなり，噴気の中から SO_2, H_2S, HCl などの火山ガスが検出されるようになつた．ことに SO_2，の濃度は次第に増加している傾向がある．

4 噴煙の消長と火山活動（阿蘇山，浅間山，桜島）

気象庁地震課 竹 山 一 郎

気象庁では噴煙消長の目安として噴煙量 q′ を観測している．q′ は火山ごとに火口からの煙の広がりを経験的に階級に分けたもの（0：煙なし，1：ごく少量，‥‥6：極めて多量），噴煙量は物理的には火口から単位時間に噴出される煙の量（体積 q または質量）とした方がよいが，現段階ではその域に達してない．次の仮定をすると――1，煙の消える速さは煙の表面積に比例し，表面積は煙の高さの2乗に比例する．2，定常状態では煙の噴出，消散量は等しい――阿蘇山ではほぼ $q\propto q'$ となる．同山では日に数回以上の観測値があるから，q′ の日平均値 $Q'(=\Sigma\tau_i q'_i/\Sigma\tau_i$, τ_i は q'_i と次の q'_i との時間間隔）の系列から，1952～1957年について10日平均及び1か月平均を求めてその変動を調べた（注：日平均のままではその変動はつかみにくい）．その結果，10日間平均については，顕著な噴火活動及び微動発現の 1～2 か月前から上昇の傾向が認められた．1か月平均は活動の規模に応じて 1～6 か月前から上昇の傾向が認められた．これらは，同火山活動の前兆現象として現われる微動や火口底の状態変化よりもずつと以前である．また，活動開始後は10日平均，1か月平均とも，時間的に指数函数的に減少の傾向が見られるが，あたかもビールの栓を抜いたときの状態と類似しており，今後火山活動の機構を解明する1つの問題といえよう．

浅間山，桜島については，毎月の（噴煙の出た日数）/(山頂の見えた日数）の時系列についての変動を調べた．浅間山では，1954年の活動期に入る約1年前から上昇の傾向が見られた桜島では，1955年10月以後活動したが，同年1月以後減少を始め，5月から上昇の傾向を示して活動に入つた．

5. 地熱の研究（1）

地質調査所 早 川 正 巳

ここにいう地熱とは地殻上層部に貯えられた地熱蒸気を意味する．

我々の問題は如何にして多量の良質の蒸気を持続的に地下から引き出しうるか，またそのような場所はどのようにして求められるかという点にある．

それにはまずこのような地熱地帯は一体どのような地質構造で，且つ如何なる物理的化学的条件にあることが必要であろうか――それからしらべて行かなければならない．

今回は総括的にこれらの点について過去の研究，

資料等をもとにしてレビュウを行い，これからの研究のすすめ方について述べた．

すなわち地下の熱源（蒸気源）から割れ目を通つて本質的な地熱蒸気が帽岩をもつ貯留岩中には入る場合と帽岩のない場合などについて

1. Heat flow
2. Formation pressure—→P.V.T. の関係—→Boiling point depth curve
3. Geophysical prospecting, electrical logging, chemical analysis & geological survey

の間の関係を解説し一，二の実際例にも言及した．

次回から具体的な研究問題には入る予定である．

6. 本邦に於ける terrestrial heat flow（序報）

東大震研　上田誠也
行武　毅
棚岡　嚴

かたい方の地球物理学一般乃至地質学的諸現象の energy source として，地球内部からの熱は重要な量である．直接この量を地表に於て測定する試みはかなり古くから世界各地で行われて来た．その結果では，熱輸送量は世界的に極めて一様で，大体 1〜2 マイクロカロリー/秒，cm^2 とされている．本邦は地震，火山活動が活潑である点からみて，その energy source である熱輸送量は特に重要な量であろうと考えられるに拘らず，従来実測値がなかつたので，われわれはこの測定に着手した．

熱輸送量 Q は，$Q=K\frac{\partial T}{\partial h}$ の関係から，K（熱伝導率），T（温度），h（深さ）の各々を実測することによつて求めた．T 及び h は深井戸，トンネル内部等で測り，K は，岩石試料を実験室内で divided bar method によつて測定した．

今回序報として報告出来る結果は次表の如くである．

ここに，笹子トンネル内の岩石温度は，1903年の田中館博士の結果を用いた．これらの結果からみると，本邦でも，特に火山地帯でない地域では，Q の値は世界的な値と特に異るものではない．火山地帯（白根山腹の如き）で Q の値が大きいのは当然であろう．$\frac{\partial T}{\partial h}$ の data としては，油田での深井温度の測定が数多くあるので，K の測定を現在進めている．今後は更に測点を増し，本邦での分布を決定したい．

地　名	$\frac{\partial T}{\partial h}$ (°C/100 m)	岩　石	$K\left(\frac{\text{cal. }10^{-3}}{\text{sec. cm. deg}}\right)$	Q (cal. 10^{-6}/cm², sec)
東大構内深井戸	2.2	粘　土	1.95	0.43
笹子トンネル	2.71	diorite	6.42	1.74
白根山腹深井戸	24.2	andesite	4.28	10.4

7. 富士火山における重力測定

北大理　横山　泉
東大震研　田島広一

富士火山の構造を知る一つの手段として，約 100 点の測点を選びウォルドン重力計による重力測定を行つた．既に熊谷直一は 1880 年のメンデンホールの山頂の重力測定値を用いて，富士山の平均密度として約 1.8 を得たが，新測定値を用いると約 2.6 となる．地形補正を施したブーゲー異常の分布を求めると，富士山には著しい異常を認めない．即ち先年坪井，実川及び田島が行つた富士山周辺の重力測定による異常分布図を殆んど改変する必要がない．このことは富士山が密度差の著しくない成層火山或は成層火山の集合であることを示すものであり，他のカルデラを有する火山の重力異常と比較して誠に興味深い．尚，この重力測定の結果は，津屋弘逵の富士山の下には小御嶽及び古富士火山が埋もれているという説と矛盾するものではない．

8. 屈斜路湖．阿寒湖，及び摩周湖地域における重力測定 —序報—

北大地球物理　横山　泉，村瀬　勉
音田　功
東大震研　田島広一

火山地域の重力測定によつて大島のような所謂

Glencoe type の caldera では正の Bouguer anomaly が見出されたが，富士山では anomaly はみられない．では所謂 Krakatau type の caldera では一体どんなものであろうか，こう云つた考え方で，最大直径 26 km の屈斜路，最大直径 24 kmの阿寒等の caldera についてウォルドン重力計による重力測量を行つた．今回の測定は冬期に各湖面の氷結を利用して行い，屈斜路湖で 36 点，阿寒湖で 14 点を得た．

屈斜路 caldera についての結果を要約すれば，水深の相違，中島の存在等の影響はなく caldera wall と concentric な負の anomaly が得られ，その値は caldera wall から急減し最大約 40 m gal であつてその中心は caldera の中心部と一致する．陸上での測点を得れば，より正確な anomaly についての知識を得られるであろうが，結果の傾向には変化はないであろう．

この anomaly を説明しうる地質学的にも妥当と思われる一つの model を提案すれば，caldera の中心部に cylinder を考え，その半径が 2 km，長さが 5 km で，その囲りとの密度差が 0.6 とするとよい．この model は噴出物の収支についても矛盾はない．

阿寒 caldera についても上述の屈斜路 caldera と同様の傾向が得られた．即ち caldera の中心部に進むに従つて負の anomaly は大きくなつてゆく．

又，震研による阿蘇 caldera 附近の anomaly もかかる眼でみれば，caldera の中心部に 30m gal の負の anomaly があることを知る．

このように重力測定によつて初めてこの type の caldera が他の type の caldera と構造上異質のものであることが解明したことを強調したい．

9. カルデラ成因についての一考察

北大理，地球物理 音 田 功

主なカルデラは“屈斜路型カルデラ”(Williams のクラカトア型カルデラ) とグレンコウ型カルデラに分けられるが，前者について実験を行つた．

屈斜路型カルデラの直径と陥没深度（底と壁との高さの差）を表示すれば，この陥没深度は直径の大小に拘らず，350～600 m，平均して 450 mの略一定の値をもつことが示される．まず始めに山体の荷重のみでは破壊を起すことはあり得ず，火山体下部の岩漿溜の中がカラにならなければならない事が Terazawa の導びいた式によつて説明される．

次に垂直方向に圧縮力が加えられた時には一つの塑性的な弱点を頂点として垂直方向と約 45° の傾斜をなす円錐状に破壊面が形成される．これはレンガに深さの異なつた穴をあけて圧縮すると，穴の先から相対する面までの距離が大きければ，破壊面の直径が大であり，亦，穴の先附近が上記の弱点になる事が示された．従つてカルデラの直径が大きければ，その岩漿溜は深くにあり，直径の小さなものは浅い所に岩漿溜を有していると解釈される．

最後にカルデラを截頭円錐台に仮定し，亦，軸を共有している二つの円錐で，外側と内側との間の部分が除かれた為に内側の円錐が落ち込んだと仮定する．この除去された部分と，截頭円錐台（即ちカルデラ）の体積を等しくおく事によつて，その厚さは 320 m となつて，直径の如何に拘らず一定となる．

10. 火山ガラスの熱処理について

北大地球物理 村 瀬 勉

昭和新山新熔岩及び大島熔岩の実験室における粘性が一定温度では漸次大きくなり，一定値になつてゆくことを説明するには，石基中の熱力学的に不安定な部分が結晶化すると考えればよい．先きの報告で glassy state の黒曜石は 750°C 近くで物理的性質が急変することが解つたので，粉末にした黒曜石を 800°C，1000°C で長時間加熱し，“Norelco”によつて調べれば，含まれている斜長石の量が増加しないかという期待のもとに実験を行つたが，結果は 30 数時間程度の加熱では結晶化の傾向は見られないようである．ただ，1時間程度の加熱で，若干斜長石の量に変化があるように思われるが，X 線の intensity による比較であるため，これが有意義かどうか不明で，有意義であることを確めるには，更に実験を必要とした．

問題はむしろ大島熔岩等の glassy part を，たんねんに拾い出し，その結晶化をみることによつて解決されると考えられる．

11. 桜島火山の地盤変動について

京大防災研　吉　川　圭　三

1958年2月に桜島内の水準路線の水準測量を実施した．この結果と 1957 年 2 月に東大震研岡田氏が行つた測量とを比較して，1年間に生じた桜島の地盤変動の様子を検討した．

その結果次の様な事が明かになつた．

(1) 大隅半島と桜島との接続部に於て，桜島の方が 24.1 粍沈下していた．

(2) 桜島病院前と白浜バス終点の二つの水準点が異常な沈下を示していた．併し之が桜島の構造に重大な意味を有するものであるかどうかは，今後の測量結果に待たねばならない．

(3) 今 (2) に述べた二つの水準点を除く他の桜島内の水準点について，宮部の方法により桜島の地塊運動をしらべてみると，

$8.9 \times 10^{-6} \cos(\theta - 13°)$

(θ：北から時計廻りにとつた方位角)

なる値を得た．

12. 阿蘇火山微動について

大阪工大　玉　城　逸　夫

1953 年夏，阿蘇の火山活動が盛んになつたとき，火山微動を観測した．主として，佐々によつて第4種微動と呼ばれたものを追究する目的である．観測方式は，火山研究所に固定点をおき，他の1点を移動点として，この2点間で同時観測をした．計器は佐々式 C 型水平動（固有周期 0.5 sec）に 0.50 sec の電流計を直結した．記録の送りは約 1 cm/sec と 5～6 cm/min の 2 種記録した．時刻はラジオ放送を入れた．移動観測点は，九合目，本堂，砂千里，七合目，草千里浜，四合目，阿蘇曲り松，坊中，宮地，色見村，内収，京大火山研の 11 移動点である．

阿蘇第1火口附近を振動源位置と考えて，火山微動の距離による振巾変化，各観測点の周期分析を行つた．その結果，次のようなことがわかつた．

(i) この観測（計器の特性，時期を含めて）では，0.40 sec の波が全体として卓越している．

(ii) 記録上みられる周期は，0.80 sec 以下で，0～0.80 sec の間を 10 階級に分けた，各観測点のヒストグラムは，火口からの距離や方位と簡単な相関はみられない．むしろ local な卓越周期的なものと考えられるものが多い．

(iii) 振巾は $e^{-k\Delta}$ (Δ：距離) の型で距離によつて減衰する．火口から 5～6 km 以遠になると，雑微動以下になる．k の値は radius comp. と transverse comp. で異る．

(iv) 振巾変化に Azimuth の影響はみられない．

(v) 周期別した，各周期の平均振巾は，周期が大きくなると大きくなる型と，ある周期で振巾が max になる型とある．いづれにしても，同期と振巾が parallel に大きくなる傾向はみられない．

(vi) (v) の周期別した振巾の k の値は，周期によつて変化するが，この間に簡単な関係はみられない．

(vii) この種の微動の振巾は時刻によつて（例えば 5～6 時間の間に)，4～5 割位変動する．

13. 火山活動に関係する地震の研究(III)

気象研究所　木　沢　　綏

引続き，昭和新山生成 (1943—1945) に伴つて発現した，顕著な地震群の研究を行つた．今回，得られた，主な結果を次に記す．

I. 噴火活動に前駆した，A型地震群 (Dec. 28, 1943—Apr., 1944) の主な地震のP波初動を，火山を取囲む3点札幌，森，室蘭(Δ=69～25 km) で読み取る事が出来た．そのうち，3地点とも揃つて，比較的明らかであつたものは，Dec. 30, (1943)～Jan. 22, (1944) の期間に起つた主な 10 個の地震であつて，何れも，札幌と森が押し（密波）で室蘭が引き波（疎波）となつている．一方火口附近の情勢は，当初の小有珠—大有珠構造線に沿う地震活動—隆起（柳原附近)—隆起地域の周縁弱線に沿う北上．と云う経過を辿つた．即ち，活動状況は見掛上変化し，地震も移動している (Bull. Volcanologique XI—1951, 57—68) にも拘らず，この期間の主な地震のP波初動分布から見た発震機構は相互に同一である事を示した事は重要であり，注目に価しよう．恐らく火口地下の地殻に働いて，これらの地震を起す原因となつた力が，同一の傾向のものであると考えられる．

II. 森（△=54 km. path は海である）の地震記録のみに，著しく速度の遅い2つの相が現われた．

これ等は，各地震とも，殆んど同じ走時で検出された．特に B-type 地震群（C-type と水上教授が発表されている地震群）には著しいので，仮に 3rd phase，4 th phase と名付けて，これ等の波の性質その原因， path 等を色々な角度から検討しているが，両地震波の平均周期はほぼ同様で約2秒となり，その apparent velocity は約 V_3=0.7 km/sec, V_4=0,3 km/sec. である．又，B 型地震群に比べると A 型地震群には4相は余り現われないが， 3相は，両者共大体同時刻（Pから約 1^m 06^s～08^s）に出現している．更に A 型地震群には S は明瞭に出現するが，B 型には，殆んど現われていない．これ等の現象も，両地震群の深さの差異（水上）に起因する岩石の強弱，発震機構の変化等の表現を示したものと思考されて，興味深い問題である．

14. 火山に発生する地震の 1，2 の性質

東大震研 水 上 武，平 賀 士 郎

火山に発生する地震をその地震動の性質及び震源の位置等からいくつかの種類に分類し，これらの各種火山地震と噴火現象との関係について概略を述べ，特に今回は火山地震の中で B 型火山地震と噴火に伴う火山地震（或は爆発地震）との関係について，主として浅間山及び桜島に於いて得られた資料を基礎としてその性質を議論した．

1. B型地震も爆発地震も共に活動する火口の極めて近くに震央を有し，且つ極めて震源が浅い．即ち両種の地震ともその震源はほぼ一致する．

2. 両種の地震共に震源が浅いために表面波が卓越して，S の位相が明瞭でないものが多い等の点でも地震動の性質に於いて類似している．この点がA型火山地震の地震動の性質と極めて相違する．

3. 地震の大きさとその頻度に関する石本飯田の m の係数に於いて A型火山地震については一般の地震と同様であるが，上記両種の火山地震共に極めて大きい値（約3）を示す．

4. さて両種地震の主な相異はその地震動の大きさの相違であつて，B型地震の最大振巾が或る程度より大きいものは爆発を伴い爆発地震（或は噴火地震）となるものと考えられる．つまり火口底から深くない所で或る程度より大きいB型地震を起す原因のある時火口底の熔岩面を破壊して噴火を伴い，或る程度より小さいB型地震には噴火を伴わないことを示すものと考えられる．

5. 爆発地震の初動は明瞭なるものに関する限り総べて押しの分布を示すがB型地震については初動分布が未だ明瞭ではない．今後研究すべき点であろう．

6. 以上がヴルカノ型の爆発的噴火についての研究結果であるがほぼ同様な関係が Stromboli 式噴火に伴う火山性脈動（爆発地震に相当）と噴火を伴わない火口附近に発生する火山性脈動（B型地震に相当）との間に存在する事が認められる．

15. 熔融点附近の弾性波速度の測定

東北大理 加 藤 愛 雄・中 村 吉 雄

岩石の熔融点附近で示す物理的性質の変化を実験的に調べる事は，地球核の問題や火山現象に関する問題の考察に対して有用な手掛りを与えるものと考えられる．この様な目的から超音波パルスを用いて熔融点附近で物質の中を伝わる弾性波速度の変化を測定する装置を試作し，岩石についての測定の予備実験として金属錫を用いて 2 MC/sec 狭帯域超音波パルスの伝播速度の変化を測定したので，その結果を測定装置の紹介をかねて報告する．

この測定により，金属錫中を伝わる 2 MC/sec. の縦波の速度は温度の上昇と共に減少し，熔融点直下では常温での値より約8％の減少を示し，熔融点に於ては波の減衰が急に著しくなり遂には検出不能になり，完全に熔融して再び温度が上昇し初めると同時に常温での値より約 27 ％小さい伝播速度を持つた縦波が検出されるようになり，温度を下げる時も同様の変化を示すという結果が得られた．又この測定値を用いて求めた $\lambda+2\mu$ の値は，更に大きな変化を示す．

16. 高温に於ける岩石の弾性

九大理 下 鶴 大 輔・野 田 博 治

火山の地下構造を知る一手段として，地震探査を

行う必要があるが，その際相当高温迄の岩石の弾性を知る事が大切である．又鉱物の相転位に伴つて弾性，或いは弾性波の速度がどの様に変るかという事も地殻内の物性を研究する場合にも必要となつて来る．此の研究では上の目的に従つて，第一段階として，dunite 及び granite の中を通る超音縦波速度を温度の函数として測定した．高温では岩石の酸化が甚しく material そのものが変つてしまうので，真空（10^{-4} 程度）電気炉を作り，900°C 迄の速度を測定した．高圧下でない限り，測定された速度には温度履歴が残る事は前から判つている事であるが，此の実験では真空のもとで行つた．その結果によると dunite では常温で 7.85 km/sec. の縦波速度は温度と共にほぼ linear に減少し 900°C では 4.60 km/sec. となる．

又，granite については free quartz が 28.9 %及び 15.6 %のものについて 900°C 迄測定した．その結果によると前者では常温で 4.85 km/sec., 900°C で 1.18 km/sec. と減少し，又後者では 5.36 km/sec. から 900°C で 1.47 km/sec. 迄減少した．granite については 575°C 附近の α—β inversion point での速度変化の模様を精しく測定したが，570°C より 600°C にかけて縦波速度は明らかに減少する．之れは中に含まれている free quartz の α–β 転位によるものである事は明らかで，quartz の量の多い granite の方が減少量が著しい．今迄 Yoder 等に依つて，crust の中の low velocity layer は α–β 転位であろうと云われて来たが，quartz が 20～30 %含まれている granite について，果してどの位速度が減少するかは明らかにされていなかつたが，此の実験で，速度の減少量が判つた．然し之れと low velocity layer の機巧とを直接結びつける事は未だ早計であり，今後に残された問題である．又あまり結晶度の進んでいない熔岩類についても実験を進めてみる必要がある．

17. 火成岩の弾性測定

名大理　飯　田　汲　事
熊　沢　峰　夫

超音波による岩石中の弾性波伝播速度装置を製作し，これを用いて二三の火山岩の弾性を研究したのでその結果をのべる．まず装置の大要について述べたが，time mark の単位の時間は (1 ± 0.00025) μsec であること，小さな試片を対象として速度測定可能のようにし 1 辺 5 cm 程度の直方体では誤差 1 % 程度で信頼がおけるものとしたこと，pulse generator の発振する pulse は巾 1 μs，電圧最大 80 volts であることなどである．

次に常温における火成岩中の弾性波伝播速度測定を行つた結果，同じ岩石でも速度が非常にちがうものが得られたこと，岩石の異方性による差異がみられたこと，弾性波速度は密度と大体並行する関係（必ずしも直線でない）をもつていることなどいろいろな事柄が得られた．

また高温における弾性波速度測定を可能にした．即ち 800°C までの範囲において自家製水晶振動子により，速度の温度による変化を測定した．その結果伊豆大島三原火山の basalt は縦波の速度は 1 例として 15°C で 3600 m/sec, 150°C で 3100 m/sec. 400°C で 3400 m/sec, 600°C 3900 m/sec 等，横波はそれぞれの温度で，1750 m/sec, 1700 m/sec, 1800 m/sec, 1850 m/sec 等となり，温度の増加と共に変化し，初め下降した値が再び上昇することが確められた．

18. 岩石の変形測定（第 3 報）

名大理　飯　田　汲　事
和　田　卓　彦
会　田　洋　子

岩石の変形（クリープ）の測定については既に発表したが，その後さらに数種の岩石，特に火成岩について測定したのでその結果を報告した．岩石としては basalt, rhyolite, granodiorite, sanukite, hyperthene augite andesite, serpentine 等であり，これらの岩石の変形は一般に $\varepsilon = a + b\log(1+\alpha t) + ct$ なる形で表わされるが，これは elastic flow と pseudoviscous flow とが合わさつたものである．Basalt や rhyolite や serpentine 等は野外から取つて来た最初の測定による変形では著しい flow を示し，pseudoviscous flow が殆んどである．特に著しい特徴は非常に低応力に対して変形が多い．ところが応力を大にすると creep が小さく

なることが判明した．即ち小荷重の場合にむしろ著しい creep を示し次に load を取除いてしばらくしたものを，更に変形を測定すると viscous flow は極めて少なく，elastic flow がきいてくるのみである．これらのことは (i) viscous flow は recovery しない (ii) 大きい荷重の時は viscous flow が進行しないという 2 つの理由が考えられる．これらのことについて考えをのべた．なお basalt, rhyolite, serpentine 以外の岩石は大体 elastic flow type のものである．

19. 岩石の破壊について 高圧下における (1)

京大理　松　島　昭　吾

今まで常圧下における岩石の破壊について述べて来たが，これより高圧下における岩石の破壊について述べる（すなわち高束縛圧下において軸圧を加えることによる変形破壊である）．

現在の実験装置は下記の性能を持つている．

(1) confine 5.000 atm (10.000 atm まで改良の予定)

(2) axial 30.000 atm

(3) 耐圧 5.000 atm の電極 8 ケ (10.000 atm まで改良の予定)

(4) room temperature

(5) confine press の約半分の piston friction を有する

今回は confine 1.000—1.500 atm までの実験結果について報告する．

20. 岩石の破壊について —クリープ—

京大理　松　島　昭　吾

今まで報告した一連の実験に結末をつける意味において長期間に互つてのグリープ変形を安定に測定出来る装置を用いて約一か月間のクリープ変形を，いろいろな応力に対して従方向及び横方向について測定した．

縦方向については前に述べた K-body の τ 約 10 秒の他に 更に 10^3 秒及び 10^5 秒程度のものが存在することが示された．

横方向の変形は縦方向と異つた Griggs Type の変形曲線が得られた．

21. 壱岐島及び東松浦半島地域のアルカリ岩の分化

東北大理　青 木 謙 一 郎

この地域の基盤は先第三紀花崗閃緑岩類及び第三紀堆積岩類であり，火山活動としては，先づ中新世末期にソレーアイト質岩系の玄武岩類及びこれの混成作用で生じたカルクアルカリ岩系の安山岩，石英安山岩，流紋岩類の小範囲の活動が行われた．次いで第三紀末葉——第四紀初頭にアルカリ岩系の活動が初まり，酸性岩類に引続き粗面玄武岩及び粗面安山岩類と，アルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源のカルクアルカリ岩系玄武岩及び安山岩類の著しい活動が行われた．アルカリ岩系に於ては，単斜輝石と橄欖石との間には通常反応関係が存在しないので，晩期迄平行晶出を続け，アルカリ橄欖石玄武岩マグマの正規晶出分化作用によつて粗面玄武岩→粗面安山岩→粗面岩と進化するが，分化のやや進んだ中期に少量の花崗岩質岩類を同化しつつ晶出作用を続けると，単斜輝石及び橄欖石とマグマの反応により，ケルスート角閃石を晶出し，分化が進むにつれてケルスート角閃石を含む粗面玄武岩→粗面安山岩→粗面岩→流紋岩と進化している．しかしながら両者の間には化学組成上の大きな差異は認められない．一方，アルカリ橄欖石玄武岩マグマが早期に花崗岩質岩類を同化し，混成玄武岩マグマを形成し，更に混成作用を伴いつつ晶出分化を続けると，玄武岩→輝石安山岩→角閃石安山岩と進化し，一連のカルクアルカリ岩系を形成している．これらのカルク・アルカリ岩系は，ソレーアイト質マグマ起源のものとは，その鉱物組合せは同一であるが，化学組成にはかなり大きな相異が認められる．なおアルカリ橄欖石玄武岩マグマの混成作用でソレーアイト質岩系は全く形成されていない．

22. 軽石流の流動機構

東大，北大　久野　久・山崎正男・石川俊夫
東北大，東大震　勝井義雄・八木健三・森本良平
研，九大　種子田定勝

十和田カルデラでは軽石流の噴出中心と想像される十和田湖の中心を起点にとり，地形図上に東西南

北の線を起点から5km間隔に引き，この様にして得られた5km四方の各区域から少くとも1個の軽石流露出地点をさがし出し,各地点について1) 軽石破片最大10個の粒径の平均値，2) 石質破片最大10個の粒径の平均値を観測し,地図上に記入し,起点（噴出の中心）からの距離と粒径との関係をしらべた．その結果軽石破片の方は噴出中心からの距離と粒径との間にあまり規則的な関係を示さないが，石質破片の方は噴出中心から遠ざかるにつれてかなり規則的にその粒径を減じて行くことが明らかになつた．図上に粒径をプロットして，同一粒径の点を結んで見ると，石質破片の方では噴出中心を中心とする見事な同心円状の曲線が得られた．この事実は次の様に解釈される．即ち軽石流の流動中には大小様々な軽石破片が乱流をなして流下するので，粗粒軽石破片はそれと見かけ上の比重のほぼ等しい medium 中に浮んで運ばれる結果，殆んど重力の作用を受けない．従つて粗粒なもの即ち重いものでも噴出中心から遠い地点まで運ばれる．所が石質破片の方はより比重が大きいので重力の作用を受け，粗粒のもの即ち重いもの程噴出中心に近い所に沈積して了う．この石質破片の堆積状態は丁度降下軽石堆積物の場合と相似である．従つて噴出中心の知られていない軽石流堆積物（溶結凝灰岩も含む）について，石質破片の水平的粒度変化を調査すれば，噴出中心の位置を推定することが出来るであろう．支笏カルデラ姶良カルデラ周囲に分布する軽石流についても，十和田湖の場合と同一方法で調査を行つた結果，同様な結果を得た．

23. Acmite-Diopside 系の平衡

東北大，教養　八　木　健　三

アルカリ岩中のアルカリ輝石の化学組成をみると，少量の構成分子をのぞけば，大体において Diopside, Hedenbergite, Acmite の3分子によつて表わすことができる．したがつて Deopside-Hedenbergite-Acmite 系は，アルカリ輝石の研究に重要な意義をもつ，その第1歩として Acmite-Diopside 系の平衡を研究した．その結果を要約するとつぎのようになる．

(1) Acmite-Diopside 系には完全な固溶体の関係が存在し，$Ac_{100}Di_{0}$ より $Ac_{0}Di_{100}$ にいたる連続的な輝石の混晶がえられる．

(2) この輝石混晶のうち，Di 分子にとむものは合致熔融するが，Ac 分子にとむものは Acmite と同じように，赤鉄鉱と液体とに分解熔融する．

(3) すなわち $Ac_{35}Di_{65}$—$Ac_{0}Di_{100}$ の輝石は高温まで，完全に2成分系として取扱いうるが，$Ac_{100}Di_{0}$—$Ac_{65}Di_{35}$ の輝石は，995°—1060°C の温度で，赤鉄鉱を析出して分解熔融するため，2成分系ではなくなる。$Ac_{65}Di_{35}$—$Ac_{35}Di_{35}$ の輝石については，さらに検討中である。

(4) 液相線は Di 分子にとむ輝石については，Diopside の融点 1391°C を最高とし，Ac 分子の増加とともに低下する。Ac 分子にとむものでは，赤鉄鉱の消失する分解熔融点が，Acmite の 1275°C を最高とし，Di 分子の増加とともに低下する．したがつてこの間には共融点が存在するが，その組成は $Ac_{74}Di_{26}$，温度は 1180°C である（すべて Wt. %で示す）．

(5) 輝石混晶の屈折率は，Ac 分子の増加とともに高くなる．

(6) 輝石混晶の単位胞の大さを測定すると，Ac 分子の増加にともなつて，b_0 と β は減少し，C_0は わずかに増加する．a_0 は中間に最大があるが，全体としては減少する．

(7) 本系のもつ岩石学的意義について考察した．

24. 粉末X線廻折法に依る岩石内造岩鉱物の定量に就いて

九大理　下鶴大輔・佐藤義子

岩石内の鉱物の定量には一般に岩石試片から何枚かの薄片を作製して，顕微鏡下で各鉱物の占める面積を測定する所謂 volumetry の方法が行われている．然し此の方法は各薄片毎の値が非常に異る場合が多く，又鉱物の grain size が大きくなるに従つて精度が落ちる．この報告では，花崗岩内の石英の定量を行う必要に迫まられて，optical petrology を知らなくても出来る方法，即ち粉末X線廻折強度を測定する事に依つて，短時間に叉，精度も良く定

量を行う事が出来る事を示した．

使用した器械はノレルコに相当した理学電気製の Geiger Flex である．

先づ，純粋な結晶石英を粉にしたものと，弗化カルシウムの粉とを色々な重量比によく混ぜた粉末をつくり，$\theta=42°\sim62°$ の間を count させる．その間に現われる廻折線は石英には [112], [121] のもの，叉弗化カルシウムには，[220], [222] のものがよく測定される．之等4つの廻折線の強度比と夫々の石英の含有量との関係を求めると双曲線になる．此の検定曲線を作製しておけば，あとは石英を定量しようという花崗岩を粉末にして，これと弗化カルシウムをある重量比で混合したものを Geiger Flex にかけて廻折線強度を測定すれば，上記4つの廻折線強度の組合せと，検定曲線から，問題の花崗岩中の free quartz の重量比が測定される事になる．この様にして得た結果は，夫々の廻折線の組合せに依つて得た値の間で良い一致を見た．比較的含有量の多い鉱物ではこの様な方法で行うのが良い事が判つたが，含有量の少ない鉱物では，廻折線が弱く定量は困難となる．

25. 箱根大涌谷附近の火山ガスの化学組成

東京工大　桂　　敬・岩崎岩次
小沢竹二郎・吉田　稔

1950 年から 1957 年にかけての箱根大涌谷附近の火山ガスの化学組成を明らかにした．その結果，この地方の火山ガスは殆んど化学組成に変化なく，温度も80～95°C の間にある．これは筆者らの火山ガスの分類では，温度 ≒ 100°C，硫黄化合物の関係は $H_2S \gg SO_2$，$SO_2 < 1$ %，H_2，HCl は trace の部類に属し，本邦では広く分布している型である．即ち箱根，焼山（秋田県），玉川温泉，アトサヌプリ，登別等の温泉地帯のものがこれに属する．

箱根大涌谷附近の火山ガスを細別すると大体2群に分けることができる．一つは大涌谷坊主地獄を主とするもの，一つは湯の花沢，早雲山のものである．前者は温度 80～85°C．で CO_2 が約 80%，H_2S が約 20 % であるが，後者は温度約 95°，CO_2 は約 50 %，H_2S が約 50 % である．即ち温度の差は約 10°C であるが，高温のものは H_2S が極めて多くなる．

次の表はこの地方の火山ガスの主成分の割合を示す（但し水は除く）

	日　時	temp. °C	H_2S %	CO_2 %	R (その他) %
大涌谷	Dec. 28.1953	84.6	16.1	81.9	2.0
〃	〃	86.0	18.2	78.4	3.4
〃	〃	—	19.3	78.6	2.1
〃	Mar. 14.1955	82.0	17.2	80.3	2.5
〃	Nov. 4.1955	81.5	18.5	78.9	2.6
〃	June 24.1956	82.0	18.9	78.6	2.5
〃	Mar. 16.1957	78.0	19.0	78.3	2.7
〃	Nov. 28.1957	84.0	19.4	78.0	2.6
早雲地獄	Nov. 4.1955	97.0	38.7	55.4	5.9
〃	Nov. 28.1957	95.0	38.6	53.2	8.2
〃	〃	95.0	37.5	51.2	11.3
湯の花沢	Nov. 5.1955	94.2	47.2	52.1	0.7
〃	June 24.1956	91.0	53.6	44.9	1.5
〃	Mar. 16.1956	93.0	54.5	44.6	0.9

26. 北海道の火山ガス主成分について

東京工大　小沢竹二郎・岩崎岩次
吉田　稔・松本幡郎
鹿児島大　鎌田政明

1957 年8月から約3週間に渡つて北海道各地の火山の火山ガスについて調査した．別表に示した様に最近において活動を伝えられている昭和新山，十勝岳，雌阿寒岳の火山ガス中にはハロゲンが多く，また亜硫酸ガスも検出された．他の地域の火山ガスには温度が高くてもハロゲン，亜硫酸ガスは殆んど認められなかつた．火山ガスの凝結水は何れも酸性（pH 1—3）を示し．F^- 1—300 mg/l，Cl^- 1000 mg/l の範囲で存在する．何れも active な火山程含有量は多くなつている．F/Cl（原子比）×1000 は 1～600 の範囲にあり，これを噴気孔の温度別にプロットすると直線関係を示した（正の相関）．このことについての化学的な意味は今後の研究に待たねばならない．

場　　所	温度°C	H_2O (水蒸気) 含　量	水以外のガスの組成					
			CO_2 %	SO_2 %	H_2S %	S_2 %	HCl %	R %
昭和新山カメ岩	約800	99.6	61.5	2.4	0.04	—	6.0	30.1
〃　サンゴ岩	400	98.8	86.5	1.5	0.9	—	2.3	8.8
〃　ドーム西	167	99.6	63.8	2.3	18.0	—	3.3	12.6
雌阿寒岳　1	97	98.7	54.7	14.9	6.2	—	22.3	1.9
〃　2	95	99.1	84.8	8.6	3.6	—	1.3	1.7
十勝岳新噴	97	95.2	50.5	40.5	4.7	0.09	4.4	0.3
〃　新々噴	123.4	95.6	53.7	19.0	10.0	1.1	14.5	1.7
アトサヌプリ　1	105	98.1	84.0	0.2	14.9	—	0.0	0.9
〃　2	120	99.2	83.2	0.2	15.8	—	0.0	0.8
〃　3	105	99.0	87.0	0.1	12.1	—	0.0	0.8
〃　4	107	—	81.8	0.3	16.9	—	—	1.0
〃　5	105	99.2	75.4	0.3	23.2	—	—	0.8
阿寒ボッケ	97.5	99.9	80.1	<0.1	11.1	—	—	8.8
登別日和山	153	99.0	72.8	0.2	21.5	—	0.0	5.5
〃　地獄谷　1	98.3	—	74.6	0.2	19.8	—	—	5.4
〃　2	98.0	—	80.8	0.1	8.7	—	—	10.4
〃　3	98.0	—	76.0	0.1	13.3	—	—	10.6
二股温泉	43.0	—	99.4	0.0	0.0	—	—	0.6
知床硫黄山	100	—	78.1	0.2	21.0	—	—	0.7

27. 北海道の火山ガス放射性成分について

東工大　岩崎岩次・鎌田政明
小沢竹二郎・吉田　稔

北海道の火山ガスの放射性成分についての研究は，従来，昭和新山噴気孔ガスの測定と登別地獄谷噴気孔ガスの測定があるのみで充分でない．演者等は 1957 年7～8月，本地方の多数の試料について *Rn* 及び *Tn* の含有量を調査した．

試　料	温度 °C	*Rn* 含有量 ×10⁻¹⁰ curie/l	*Tn* 含有量 Mache
知床硫黄山	100	1.6	c. n. d.
アトサヌプリ			
No. 1	105	3.6	c. n. d.
No. 2	122	3.7	c. n. d.
No. 3	105	3.7	c. n. d.
雌阿寒岳			
硫黄山	97	12	c. n. d.
阿寒湖畔			
ボッケ	97.5	270	c. n. d.
十勝岳			
新噴火口	95	2.2	c. n. d.
新々噴火口	123	2.5	c. n. d.
昭和新山			
サンゴ岩下	400	1.7	c. n. d.
登別日和山			
No. 1	99.5	5.7	c. n. d.
No. 2	99.5	6.8	c. n. d.
登別地獄谷	82	75	25～30

(1) 温度が高く活性の大きい試料の *Rn* 含有量は一般に小さく，ほぼ 10×10^{-10} curie/l 以下であり，このような試料には *Tn* もみとめ難い．これは本邦各地の試料について演者らが明かにした傾向に全く一致して居る．

(2) 温度が低く，温泉を伴う様な噴気孔ガスの *Rn* 含有量はかなり大きい場合がある．阿寒湖畔のボッケ，登別地獄谷の例がそれであるが，これらの含有量も本邦各地の同様な試料に比し特に大きいものではなく，むしろ本地方の火山ガスの放射性成分含有量は一般に小さい．

(3) Tn が認められたのは登別地獄谷の試料のみであり Tn の分布も比較的少い様である．

(4) 昭和新山火山ガスの Rn 含有量がはじめて測定されてすでに8年経つて居り（香山等），登別地獄谷のものも6年経つて居る（演者等）．この間，両者とも噴出状態には種々の変化があつたが，温度の類似したものを比較すると Rn 含有量にはほとんど差がなく，特に著しい変化はみとめられなかつた．

28. 火山ガスの組成に対する一考察

名大理 松尾禎士・水谷義彦

火山ガス中の各ガス種はマグマ内部でそこでの温度圧力の条件で平衡に達していると考え，それに基づき火山ガスの組成に対して考察を試みた．

1) 我々が観察している噴気孔ガスはかつては平衡にあつた各ガス種がその後の移動の途中で温度圧力の変化に充分適応しえないまま噴出しているいわば準平衡状態にあるものと仮定する．この仮定に基づき昭和新山の温度の異なる噴気孔ガスの組成を検討すると，$3H_2+SO_2 \rightleftarrows 2H_2O+H_2S$，$H_2+CO_2 \rightleftarrows H_2O+CO$ の2種の反応から昭和新山の内部温度は940°C であると推定される．この値は種々の点から見て妥当と思われる．そこで更にこの温度に基づいて始源ガスの組成を推定した．

2) これまではガス種間の反応についてのみ考察して来たが，新たにガスと固相間の化学平衡を考えた．そしてその可能性を検討する為既存の熱力学的資料に基づき Shepherd 等の分析した Kilauea 熔岩湖の火山ガスの組成について考察を試みた．即ち Kilauea の熔岩がカンラン石玄武岩であることから火山ガス中の H_2/H_2O，CO/CO_2 は次の様な反応によつて支配されていると考えた．

$3Fe_2SiO_4+3R_2SiO_4+2H_2O$（又は$2CO_2$）$\rightleftarrows 2Fe_3O_4+6RSiO_3+2H_2$（又は $2CO$）．しかしこの様な形では検討に不都合であるので実際には次の様な反応を用いた．

$3Fe_2SiO_4+2H_2O$（又は $2CO_2$）$\rightleftarrows 2Fe_3O_4+3SiO_2+2H_2$（又は $2CO$）．その結果実測されている熔岩温度 1200 °C とほぼ同じ温度で上記の反応について平衡が成立していると考えてよい事が明らかにされた．昭和新山では熔岩が紫蘇輝石石英安山岩であるから輝石について同様の反応を考えるべきであるが輝石の熱力学的資料が無いのでその可能性を検討出来なかつた．

以上の考察から火山ガスの組成に対して化学平衡に基づいて考察する事が有力である事，そして火山ガスの組成はマグマ内部での温度圧力の条件以外にその構成鉱物によつても支配されている可能性が大きいことが明かにされた．

29. 圧力変化に対する火山ガスの変化と噴火予知の問題

名大理 松尾禎士

目的: 化学的に準平衡状態にある火山ガスが加圧された時の化学的状態を知り，その変化を知る事によつて噴火予知が可能であるか否か検討する．

方法: 化学平衡に及ぼす圧力の影響は色々な場合について推定可能である．噴火の際はガスは断熱的に圧縮されるものと考える．化学平衡には圧力増加と断熱圧縮による温度上昇とがこの場合同時に作用する事になる．この効果を色々な反応について検討した．一方噴火の前後において観察された火山ガスの化学的組成の変化としては，噴火の際或いはそれに前駆して H_2S 及び CO_2 が相対的に増加するという報告が二三ある．この現象を圧力増加という見方から説明出来るか否かを試みた．

結果: ガスの化学平衡に関する圧力増加の影響は火山ガス内での代表的反応である $3H_2+SO_2 \rightleftarrows H_2S+2H_2O$ については，圧力増加の影響は数気圧程度ならば断熱圧縮による温度上昇の影響に比して無視されうる程小さい事が分つた．この点等から考えて噴火の際のガスの化学成分の変化を予知する事は困難であるように思われた．逆に化学成分の急激な成分変化は噴火と密接に関係があるといえよう．火山ガスを使つて噴火予知を試みるにはいづれにしても何等かの性質の連続観測を試みねばならない．実際には化学成分が変化するか否かを連続観測するのは非常に困難であるので，ガスの流量，温度の上昇に注目する方が観測が容易であろう．実際にこれを行う場合の問題について二三述べた．

学　会　記　事

委　員　会

昭和 33 年 2 月 18 日（火）
地震研究所会議室

出席者　宮部委員長，津屋，水上，森本，諏訪，久野各委員（茂木，宗村）

（1）　報告
水上委員より次の報告があつた．
1)　新しく事務担当の為宗村氏が週二回(火，木)日本火山学会事務所に勤務することになつたこと．
2)　文部省科学研究費刊行物補助金を申請したこと．

（2）　議事　次の件について論議，可決された．
1)　本学会の委員改選の件，
30名連記の無記名投票とする．但し春季総会に委員の定員を 40 名にする提案を行う．その為に今回の選挙に於て次点 10 名を記録しておく．選挙管理委員は山崎，安芸，上田，茂木の 4 氏とする．
2)　会誌，大島特集号の刊行に関する件．（久野委員提案）
大島開発株式会社による刊行資金の援助によつて火山第 3 巻の特別号として大島に関する地学的研究を綜合した大島特集号を出すことになつた．尚執筆者の依頼は久野委員に一任することになつた．
3)　春季大会開催の件，
大会開催地は地球物理学連合の関係学会と同時開催になれば東京に於て開催するが，決定は次回に送る．
4)　外国との図書交換又は寄贈の件，
国内での図書交換は行われないことになつて居るが，いくつかの適当な外国機関との雑誌交換を行う．
5)　松山基範名誉会員の逝去について．
第 3 巻第 1 号に訃報を出すこと．

昭和 33 年 4 月 5 日
地震研究所会議室

出席者　宮部委員長，水上，岩崎，野口，久野，森本，牛来各委員

（1）　報告
水上委員より次の報告があつた．
4 月 3 日委員長選挙開票の結果，宮部直巳委員が最高得票数を得て留任に決定した．

（2）　議事
1)　新委員及び委員長が決定したので，会務の分担について相談した結果次の如く決定した．
会計　森本良平，庶務久野久，編集野口喜三雄，岩崎岩次
又幹事を次の諸氏に御願いすることになつた．
会計　木沢綏，一色直記，庶務，山崎正男竹内一郎，編集　桂敬，上野精一
又地球物理学諸学会連合の幹事として安芸敬一委員が留任することに決定した．
2)　日本火山学会総会及び春期講演会は 5 月 7 日及び 8 日の 2 日間，東大理学部地質学教室において開き，8 日午前には地震学会との共催の講演会を理学部 2 号館講堂で行うことにした．懇親会も地震学会と共催で行う．
3)　総会に提出する議題を次の如く決定した．
委員数を現在の 30 名から 40 名に増す件，
会費を現在の年 300 円から 500 円に増し，同時に掲載論文に対するページチャージを全廃する件，
秋期講演会開催地に関する件
4)　5 月 6 日に委員会を開催することを決定した．
5)　国際火山学シンポジウムを日本に招致する件に関して早急に学術会議に申請するためその案を作製する件を宮部，久野，岩崎，水上，森本の 5 委員に一任することに決めた．

日　時　昭和33年5月6日
場　所　地震研究所会議室
出席者　宮部委員長，松沢，津屋，河野，久野水上，八木，牛来，森本，早川，下鶴横山，各委員

（1）　報告
1)　森本会計委員より 32 年度会計決算及び 33 年度予算に関する報告があつた．
2)　久野旧編集委員より大島特集号を 5 月中に編

集し，その後第3巻第1，2号を編集することになることを報告し，大島特集号までは久野が編集し，その後は新編集委員にお願いしたいと述べた．

3) 久野委員より国際火山学シンポジウムを1962年に日本に招致する件について学術会議に承認を得たとの報告があつた．

(2) 議事

1) 総会に提出すべき議題として前回委員会で決定した事項を再確認した．なお会費値上に伴い外国会員の会費も現在の1ドルから2ドルに，又会誌一冊の定価を現在の200円から300円に増す件をも総会に提出することにした．又ページチャージを全廃することになつた時は別刷は50部迄無料とすることを決めた．

2) 国際火山学シンポジウム招致について，その準備委員の選定を日本火山学会委員会に一任してもらつてはどうかと云う件を総会に提案することに決定した．

日　時　昭和33年5月7日
場　所　東大理学部地質学教室
出席者　宮部委員長，河野，久野，野口，岩崎，水上，八木，牛来，森本，早川，下鶴，横山，安芸各委員

議事

7日の総会で国際火山学シンポジウム準備委員の選定を日本火山学会委員会に一任されたので，委員会で次の様に決定した．尚，今後必要に応じて増員してもよいことをも申合せた．

福富孝治，石川俊夫，勝井義雄，横山泉（以上北海道）

河野義礼，加藤愛雄，八木健三（以上仙台）

宮部直巳，津屋弘逵，井上宇胤，久野久，野口喜三雄，岩崎岩次，水上武，牛来正夫，森本良平，早川正巳，力武常次，諏訪彰，山崎正男，上田誠也，一色直記，安芸敬一，荒牧重雄，茂木清夫（以上東京）

小穴進也，島津康男（以上名古屋）

佐々憲三，吉川圭三（以上京都）

松本唯一，種子田定勝，下鶴大輔，（以上九州）

総会

1958年5月7日，東大理学部2号館において総会を開催，地震学会と一部共催にて7日及び8日に亘り学術大会を開いた．講演題目及び要旨は本号に掲載の通りである．総会では，次の諸件が可決承認された．

1. 昭和32年度決算，33年度予算及び委員改選結果の報告承認
2. 会費値上げ（年間300円を500円に，外国会員は年間1ドルを2ドルに）及び会員のpage charge の廃止
3. 秋期大会を仙台にて開催の件
4. 国際シンポジウム招致の件
5. 会員再登録の実施

なお8日講演会終了後，好仁会食堂にて地震学会共催の懇親会を開催した．

◎国際火山学シンポジウム準備委員会

第1回　昭和33年6月17日
地震研究所

I. 題目について．

（イ） 国内外の同学の人々の多数にアピールするような題目であること．

（ロ） 日本でシンポジウムを開くことが意義のある題目であること．

の2点について意見が一致した．具体的には多くの意見が出されたが結局，Nature of Volcanic Eruption という意味の題が望ましく，副題目によつて内容が説明されるようにすることとし，具体案を世話人が考えて，各委員に文書ではかることとなつた．

II. 国内シンポジウムについて．国際シンポジウムの成果をより大にするために，明年春又は明後年春の学会の際に国内でシンポジウムを開くことについて，一応意見の一致をみた．

III. その他．国際シンポジウムに関して，参加を予定される国は，19ヶ国，会期は1962年9月頃で3日間，場所は東京(学士会館程度)．その他見学旅行を行うことについては未定．

日本火山学会名誉会員

中村清二　小倉　勉　柴田雄次　坪井誠太郎

日本火山学会賛助会員（順不同　昭和33年9月30日現在）

伊東温泉組合	伊東市松原　伊東市役所内
川奈ホテル	伊東市川奈 1459
明石製作所	東京都品川区東品川 5の1
十和田自然科学博物館	青森県十和田湖畔
同和鉱業株式会社	東京都中央区八重洲口　鉄鋼ビル
徳力本店	東京都千代田区神田鍛冶町 2の16
八幡製鉄株式会社	東京都中央区八重洲口　鉄鋼ビル

日本火山学会委員（昭和33年3月―昭和35年3月）

委員長	宮部直巳（庶務）		
委員	安芸敬一	井上宇胤	加藤愛雄
	佐々憲三	下鶴大輔	諏訪彰
	坪井忠二	永田武	早川正巳
	松沢武雄	水上武	村内必典
	横山泉	力武常次	和達清夫（以上地球物理）
	石川俊夫	久野久	河野義礼
	牛来正夫	種子田定勝	津屋弘逵
	松本唯一	森本良平（会計）	八木健三（以上地質）
	岩崎岩次（編集）	小穴進也	野口喜三雄（編集）
	南英一	三宅泰雄（以上地球化学）	
庶務幹事	山崎正男	中野尊正	
会計幹事	一色直記	木沢綏	
編集幹事	桂敬	上野精一	

昭和33年9月30日発行　　発行年2回

定価 1部　金 300 円

編集兼発行者　日本火山学会

（東京大学地震研究所内）

入会希望者は会費 500 円を添えて地震研究所内日本火山学会宛御申込み下さい

（振替口座東京 2 2 2 2 9）

印刷所　株式会社　国際文献印刷社　笠井康頼
東京都新宿区山吹町 184

Vol. 3 Second Series No. 1

BULLETIN OF THE VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

September 1958

THE VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
c/o The Earthquake Research Institute,
University of Tokyo, Tokyo, Japan